

18 DIC. 2007

# DIAGNÓSTICO Y PREDICCIÓN DE LA CONVECCIÓN PROFUNDA

NOTA TÉCNICA STAP 35



**Francisco Martín León**  
**Fermín Elizaga Rodríguez**  
**Olinda Carretero Porrís**  
**Ismael San Ambrosio Beirán**

Servicio de Técnicas de Análisis y Predicción (STAP), Área de Predicción y  
Aplicaciones, Subdirección General de Predicción Meteorológica

**INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGÍA**



2007

## Nota preliminar y agradecimientos

---

El Instituto Nacional de Meteorología (INM) ha creído conveniente publicar esta Nota Técnica del Servicio de Técnicas de Análisis y Predicción (STAP) después de haber pasado varios años desde su primera edición. Algunos conceptos, herramientas y productos han sido mejorados en la actualidad. La Nota Técnica se presenta, básicamente, tal y como se realizó a principios del año 2001.

\* \* \* \* \*

El INM desea expresar su agradecimiento a los siguientes grupos e instituciones por permitir la reproducción de algunas de las figuras que aparecen en el libro:

COMET (*Cooperative Program for Operational Meteorology, Education and Training*), de la *University Corporation for Atmospheric Research* (EEUU).

NWS (National Weather Service) / NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) (EEUU).

Catálogo general de publicaciones oficiales  
<http://www.06.es>

Nota Técnica 35 del STAP  
Instituto Nacional de Meteorología

Edita: Centro de Publicaciones  
Secretaría General Técnica  
Ministerio de Medio Ambiente ©

ISBN: 978-84-8320-421-4  
NIPO: 310-07-103-0  
Depósito Legal: M-53096-2007  
Imprime: Tintas y Papel

Impreso en papel reciclado al 100% totalmente libre de cloro

## Introducción

---

La presente Nota Técnica contiene el conjunto de módulos que han sido desarrollados en el Servicio de Técnicas de Análisis y Predicción (STAP) y que se han utilizado como documentación de referencia en las distintas ediciones del *Curso de Diagnóstico y Predicción de la Convección Profunda*, que tuvieron lugar durante el último trimestre del año 2000 y el primer trimestre del año 2001.

El Curso ha culminado un período de aproximadamente un año y medio, en el que se han llevado a cabo diversas actividades encaminadas a la mejora de la operatividad en la predicción de fenómenos convectivos, destacando las siguientes:

- Celebración del primer Seminario Nacional de Convección en Madrid, en el mes de mayo de 1999.
- Desarrollo en el STAP de varias herramientas aplicables en las tareas de vigilancia, *nowcasting* y predicción a muy corto plazo, siguiendo la línea de las conclusiones y resultados obtenidos en el primer Seminario Nacional de Convección.
- Celebración del segundo Seminario Nacional de Convección en Santander, en el mes de abril de 2000, en el que se presentaron las aplicaciones desarrolladas.
- Uso experimental de las mismas en los centros operativos de predicción durante el período de primavera-verano de 2000.
- Análisis de las primeras conclusiones extraídas en el período de experimentación, presentadas durante la RETEOP celebrada en Barcelona, en noviembre de 2000.

La Nota Técnica se encuentra dividida en tres partes, que se corresponden con las tres grandes áreas abordadas en el citado Curso en relación con los fenómenos convectivos: aspectos básicos, predicción a corto y muy corto plazo, y vigilancia y *nowcasting*. Se ha tratado que el enfoque aplicado a los diferentes temas tenga la mayor utilidad operativa posible, de acuerdo con el objetivo final establecido para el Curso: mejora de las actividades operativas, a través de la actualización y profundización en los conocimientos y en el manejo de las diferentes herramientas para la predicción de fenómenos convectivos.

En la primera parte, "*Aspectos básicos*", se comienza revisando la clasificación tradicional más ampliamente aceptada por la comunidad meteorológica: células ordinarias, estructuras multicelulares y supercélulas. Se analizan posteriormente, con detalle, cuáles son los principales procesos físicos que controlan la estructura y evolución de los fenómenos convectivos. Entre ellos cabe destacar la influencia de la flotabilidad, así como la interacción de la cizalladura vertical del viento con el frente de racha y con la corriente ascendente. El último capítulo se dedica al movimiento de las células tormentosas y al papel que juegan los factores de traslación y propagación, con especial referencia a las estructuras cuasiestacionarias.

La segunda parte, "*Predicción a corto y muy corto plazo*", incluye dos capítulos. El primero está dedicado al análisis de sondeos como ayuda para la predicción de convección, e incluye también un punto sobre la utilidad que tiene la hodógrafa para evaluar la magnitud y profundidad de la cizalladura vertical del viento y el posible movimiento de las tormentas. En el segundo se abordan aspectos relativos al uso de modelos numéricos de predicción para el diagnóstico y evaluación de entornos favorables al desarrollo de fenómenos convectivos y de sus posibles efectos en superficie.

La tercera parte de la Nota Técnica está dedicada a la "*Vigilancia y nowcasting*" de fenómenos convectivos, y principalmente a la aplicación en entornos operativos de datos de teledetección: radar y rayos. Está formada por seis capítulos. El primero se dedica al tema de las lluvias intensas e incluye una diferenciación clara entre las lluvias convectivas de tipo "cálido" y las de tipo "frío". Los dos capítulos siguientes tratan, fundamentalmente, de la aplicación operativa de los datos radar para estimar el granizo y los vientos fuertes en superficie, respectivamente. A continuación se documentan las aplicaciones de identificación, seguimiento y extrapolación de células convectivas mediante radar, en sus versiones bidimensional (2D-M) y tridimensional (3D). En el último capítulo se aborda el tema

de los rayos en relación con la convección profunda y sus efectos en superficie, desde el punto de vista del uso y limitaciones en entornos operativos de este tipo de datos.

\*\*\*\*\*

NOTA:

Los tres casos de estudio significativos preparados para el Curso, con una gran cantidad de imágenes y de animaciones, no se han incluido, por razones obvias, en esta Nota Técnica, por lo que solamente se podrá acceder a ellos a través de la intranet del INM, en la página del STAP:

***<http://www0.inm.es/wwj/stapwww/curso2000/indiceweb.html>***



## Índice

<b>I. ASPECTOS BÁSICOS .....</b>	<b>1</b>
I.1. Clasificación tradicional de la convección profunda .....	3
I.1.1. Introducción.....	3
I.1.2. Célula simple u ordinaria.....	3
I.1.3. Multicélula .....	7
I.1.4. Supercélula .....	11
I.2. Procesos físicos que controlan la estructura y evolución de los fenómenos convectivos...	17
I.2.1. Introducción.....	17
I.2.2. Ingredientes necesarios para el desarrollo de la convección profunda .....	18
I.2.3. Procesos relacionados con la flotabilidad .....	18
I.2.4. Interacción de la cizalladura con el frente de racha .....	22
I.2.5. Interacción de la corriente ascendente con la cizalladura .....	24
I.2.6. Resumen .....	28
I.3. Movimiento de las células tormentosas: sistemas cuasiestacionarios .....	30
I.3.1. El movimiento de las tormentas en relación con su entorno .....	30
I.3.2. Tipos de movimiento de los sistemas convectivos y duración relativa de un fenómeno en superficie .....	32
I.3.3. Técnicas de análisis y predicción del movimiento .....	35
I.3.4. Resumen .....	38
I.4. Bibliografía .....	39
<b>II. PREDICCIÓN A CORTO Y MUY CORTO PLAZO .....</b>	<b>41</b>
II.1. Análisis de sondeos. Uso y aplicación de la hodógrafa .....	43
II.1.1. Introducción.....	43
II.1.2. Inestabilidad condicional, potencial e inestabilidad latente .....	43
II.1.3. Parámetros e índices para estimar la estabilidad atmosférica .....	46
II.1.4. Parámetros e índices relacionados con la cizalladura vertical .....	49
II.1.5. Parámetros que combinan información sobre la estabilidad y la cizalladura .....	51
II.1.6. Uso de la hodógrafa .....	53
II.2. Uso de modelos numéricos para evaluar entornos favorables al desarrollo de fenómenos convectivos y sus efectos en superficie .....	57
II.2.1. Introducción.....	57
II.2.2. Consideraciones básicas .....	57
II.2.3. Identificación de mecanismos de disparo .....	58
II.2.4. Identificación de factores asociados con vientos fuertes en superficie.....	63
II.2.5. Identificación de factores asociados con granizo de tamaño significativo.....	66
II.2.6. Herramienta de diagnóstico automático .....	67
II.3. Bibliografía .....	75
<b>III. VIGILANCIA Y NOWCASTING .....</b>	<b>79</b>
III.1. Lluvias intensas de origen convectivo .....	81
III.1.1. Conceptos de lluvias intensas e inundaciones: clasificación y factores.....	81
III.1.2. Ingredientes básicos de las lluvias intensas: eficiencia de la precipitación.....	82
III.1.3. Clasificación de nubes convectivas asociadas a lluvias intensas.....	84
III.1.4. Organización y movimiento .....	89
III.1.5. Técnicas de vigilancia y predicción a muy corto plazo .....	90

III.2. Estimación del granizo .....	92
III.2.1. Introducción.....	92
III.2.2. Generación del granizo en nubes convectivas: Ingredientes .....	92
III.2.3. Variables de entorno antes y durante la convección.....	95
III.2.4. Evidencias indirectas de granizo en los datos convencionales radar .....	96
III.2.5. Procesos e imagen de vigilancia.....	107
III.3. Vientos fuertes en superficie de origen convectivo: tornádicos y no tornádicos.....	109
III.3.1. Características generales y clasificación: problemática general y variables de entorno .....	109
III.3.2. Medidas indirectas mediante datos radar convencionales .....	114
III.3.3. Medidas directas en modo Doppler: modelos conceptuales .....	118
III.3.4. Imagen de vigilancia y variables de entorno .....	122
III.4. Aplicación 2D: identificación, seguimiento y extrapolación de células radar.....	123
III.4.1. Introducción.....	123
III.4.2. Concepto de célula potencialmente convectiva vista por radar: objeto convectivo y propiedades .....	125
III.4.3. Procedimiento operativo de carácter meteorológico: YENLACERADAR1 .....	125
III.4.4. Adaptación de la aplicación en la estación de trabajo de vigilancia y muy corto plazo .....	134
III.4.5. Trabajando en entornos operativos (a nivel de comando) .....	136
III.4.6. Anexos .....	136
III.5. Aplicación 3D: identificación, seguimiento y extrapolación de células radar.....	139
III.5.1. Introducción.....	139
III.5.2. Identificación .....	140
III.5.3. Seguimiento o <i>tracking</i> .....	150
III.5.4. Extrapolación .....	153
III.6. Datos de rayos: usos y limitaciones.....	156
III.6.1. Introducción.....	156
III.6.2. Usos y limitaciones de los datos de rayos .....	159
III.6.3. Conclusiones .....	168
III.6.4. Anexos .....	168
III.7. Bibliografía .....	172

# I.

## Aspectos básicos

---

### **I.1. Clasificación tradicional de la convección profunda**

*(Olinda Carretero Porris)*

- I.1.1. Introducción
- I.1.2. Célula simple u ordinaria
- I.1.3. Multicélula
- I.1.4. Supercélula

### **I.2. Procesos físicos que controlan la estructura y evolución de los fenómenos convectivos**

*(Fermín Elizaga Rodríguez)*

- I.2.1. Introducción
- I.2.2. Ingredientes necesarios para el desarrollo de la convección profunda
- I.2.3. Procesos relacionados con la flotabilidad
- I.2.4. Interacción de la cizalladura con el frente de racha
- I.2.5. Interacción de la corriente ascendente con la cizalladura
- I.2.6. Resumen

### **I.3. Movimiento de las células tormentosas: sistemas cuasiestacionarios**

*(Francisco Martín León)*

- I.3.1. El movimiento de las tormentas en relación con su entorno
- I.3.2. Tipos de movimiento de los sistemas convectivos y duración relativa de un fenómeno en superficie
- I.3.3. Técnicas de análisis y predicción del movimiento
- I.3.4. Resumen

### **I.4. Bibliografía**

---



## **I.1. CLASIFICACIÓN TRADICIONAL DE LA CONVECCIÓN PROFUNDA**

---

### **I.1.1. Introducción**

---

Entendemos por convección profunda (adaptada de WEISMAN AND KLEMP, 1986):

- una región de fuertes corrientes ascendentes (superiores a 10 m/s),
- que se extienden por la mayor parte de la troposfera,
- con una sección horizontal de entre 10 y 100 km<sup>2</sup>,
- y que puede llevar asociada fenómenos tan diversos como: granizo, fuertes vientos, tornados, precipitaciones intensas y/o descargas eléctricas.

Cada corriente ascendente lleva asociada una región de precipitación que puede ser fácilmente identificada con el radar. Gran número de investigaciones han mostrado que la señal radar de las células convectivas a menudo se rige por patrones repetitivos, siguiendo modelos en general fácilmente identificables. Por este motivo la clasificación más utilizada de la convección profunda se basa en el radar (MARWITZ, 1972); en ella se agrupa la convección en tres grandes grupos:

- células simples
- multicélulas
- supercélulas

Esta división es muy útil; sin embargo, hay que tener presente que no es perfecta. Las estructuras reales no siempre se pueden encajar en una de estas categorías; asimismo, una tormenta a lo largo de su ciclo de vida puede cambiar de un tipo a otro varias veces, o enmascarse al estar embebida en sistemas mayores como líneas de turbonada ó SCM (Sistemas Convectivos de Mesoescala).

Uno de los aspectos fundamentales de la convección profunda es el de los efectos en superficie. Catalogar o clasificar la convección de acuerdo a estos efectos es difícil, ya que es inevitable para ello establecer umbrales que variarán dependiendo de la zona o de la época del año, aunque se puede recurrir a conceptos como el de severidad, intensidad de la precipitación, tipo de precipitación...

En los diferentes capítulos de esta Nota Técnica, adoptaremos la definición de severidad del NWS (*National Weather Service*) norteamericano, que define una tormenta como severa cuando contiene uno o más de los fenómenos siguientes:

- granizo de 2 cm de diámetro o mayor
- rachas de viento de más de 50 kt (25 m/s)
- tornados

En este primer capítulo se describen, de forma básica, las características principales (ciclo de vida, modelo radar, subclases, efectos en superficie y estructura eléctrica) de las 3 principales estructuras que el radar es capaz de identificar como convección profunda: células simples, multicélulas y supercélulas.

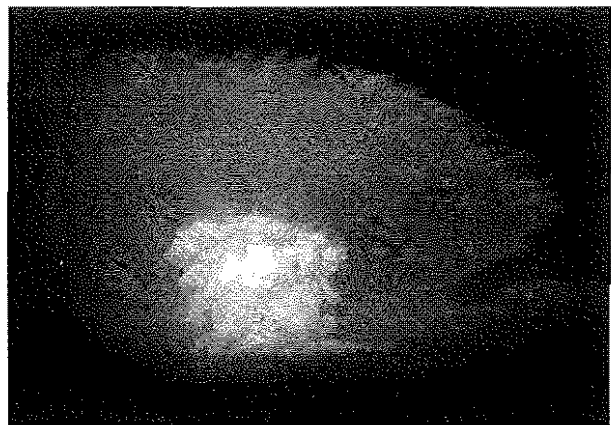
### **I.1.2. Célula simple u ordinaria**

---

#### **Definición**

Consisten en una sola pareja de corrientes ascendente/descendente. Se desarrollan en entornos con débil o nula cizalladura vertical del viento por lo que la corriente descendente rápidamente interacciona con la ascendente, reemplazándola. Su duración es menor de una hora (entre 30 y 50 minutos).

Figura I.1.1. Fotografía de una célula simple u ordinaria, obtenida por el NSSL.



Las células convectivas simples u ordinarias (Figura I.1.1) son la forma más básica de la convección, aunque su existencia no es habitual, ya que generalmente se encuentran inmersas en sistemas multicelulares. Aún en el caso de que el radar sólo sea capaz de discriminar una sola célula, en la mayor parte de los casos debemos pensar que pueden existir varias, cada una de ellas asociada a una corriente ascendente.

### Ciclo de vida

En un entorno inestable las parcelas de aire son forzadas a ascender. Una vez que alcanzan su nivel de convección libre, continuarán su ascenso mientras su temperatura sea más elevada que la del aire que las rodea (fuerza de flotabilidad positiva). De esta forma se genera una corriente ascendente simple a través de la troposfera, con valores entre 1 y 10 m/s, donde se producen grandes cantidades de agua líquida y de hielo (Fig. I.1.2).

En su ascenso la parcela alcanza su nivel de equilibrio, en el que se igualan su temperatura con la del aire ambiente. Pueden ocurrir ascensos por encima de este nivel debido a la cantidad de momento que lleva la parcela de aire y que dependerá de la intensidad de las corrientes ascendentes. De esta manera se forman los característicos *overshootings* en la cima de la célula. Esta fase del ciclo de vida se denomina fase inicial o de cúmulo (Fig. I.1.3).

Finalmente, ya que la temperatura de la parcela es menor que la del aire que la rodea, desciende y oscila alrededor del nivel de equilibrio. Nuevas parcelas de aire continúan su ascenso en el interior de la célula, extendiéndose a lo largo de este nivel, y formando una estructura nubosa en la cima en forma de penacho (Fig. I.1.4).

Al mismo tiempo la humedad continúa condensándose a medida que ascienden las parcelas de aire. Finalmente, el peso de las gotas y cristales de hielo es demasiado grande como para ser mantenidos en niveles altos por las corrientes ascendentes y comienzan a descender (fuerza de flotabilidad negativa). En este momento comienza la fase de madurez. A medida que desciende la precipitación se

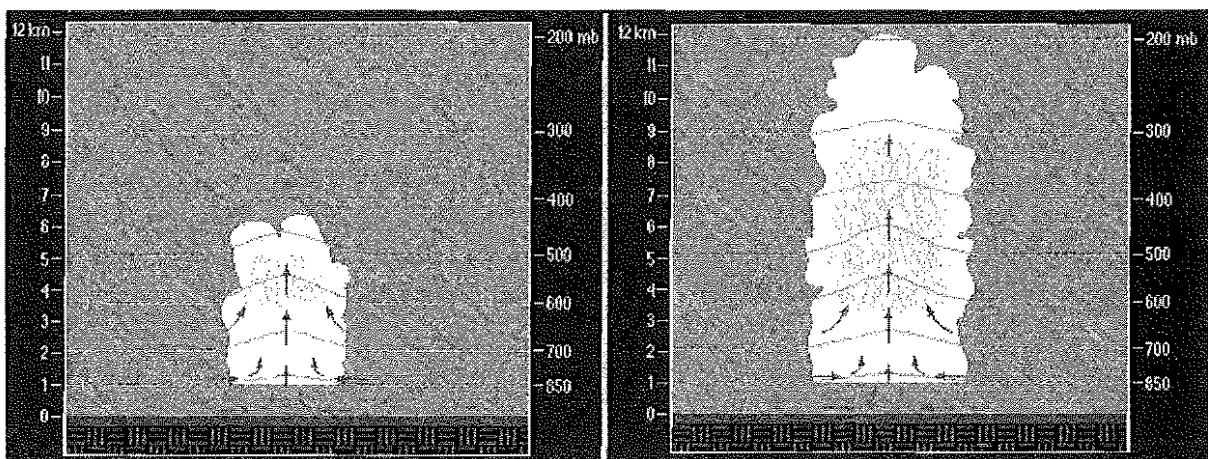


Figura I.1.2 (Izquierda). Inicio de una célula simple. Obtenida del módulo COMET "Anticipating Convective Storm Structure and Evolution". Se representan las isotermas en varios niveles y el flujo de aire con respecto a la célula.

Figura I.1.3 (derecha). Fase inicial o de cúmulo en una célula simple. Obtenida del módulo COMET "Anticipating Convective Storm Structure and Evolution".

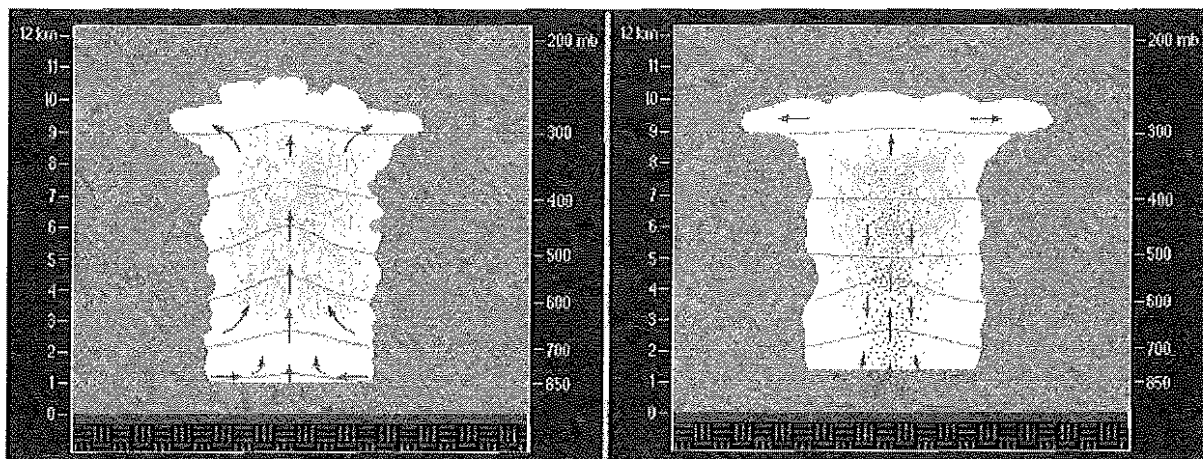


Figura 1.1.4 (izquierda). Alcance del nivel de equilibrio en la evolución de una célula simple. Obtenida del módulo COMET "Anticipating Convective Storm Structure and Evolution".

Figura 1.1.5 (derecha). Fase de madurez de una célula simple. Obtenida del módulo COMET "Anticipating Convective Storm Structure and Evolution".

generan las corrientes descendentes, que, en ausencia de cizalladura vertical del viento, destruyen a las ascendentes (Fig. 1.1.5).

El aire de la corriente descendente inicialmente está cercano a la saturación, pero, a medida que alcanza niveles mas bajos en la troposfera se mezcla con aire más seco (procesos de *entrainment*), produciéndose fuertes evaporaciones que enfrían el aire, acelerando las corrientes descendentes (Fig. 1.1.6). En algunas ocasiones las corrientes descendentes llegan a ser muy intensas y concentradas durante un corto período de tiempo, en cuyo caso reciben el nombre de reventones (*downbursts*).

Finalmente el aire frío alcanza el suelo, donde se dispersa uniformemente en todas las direcciones. El borde de ataque del embolsamiento frío se denomina frente de racha (*gust front*) y puede favorecer la formación de nuevas células. La fase final o fase de disipación en el ciclo de vida de una célula simple se caracteriza, pues, por la presencia únicamente de una corriente descendente y un penacho de nubosidad residual en la cima, compuesto por cristales de hielo, que se irá disipando lentamente. En esta fase puede producirse precipitación procedente del penacho residual, pero será muy débil, con las características de la precipitación de tipo estratiforme (Fig. 1.1.7).

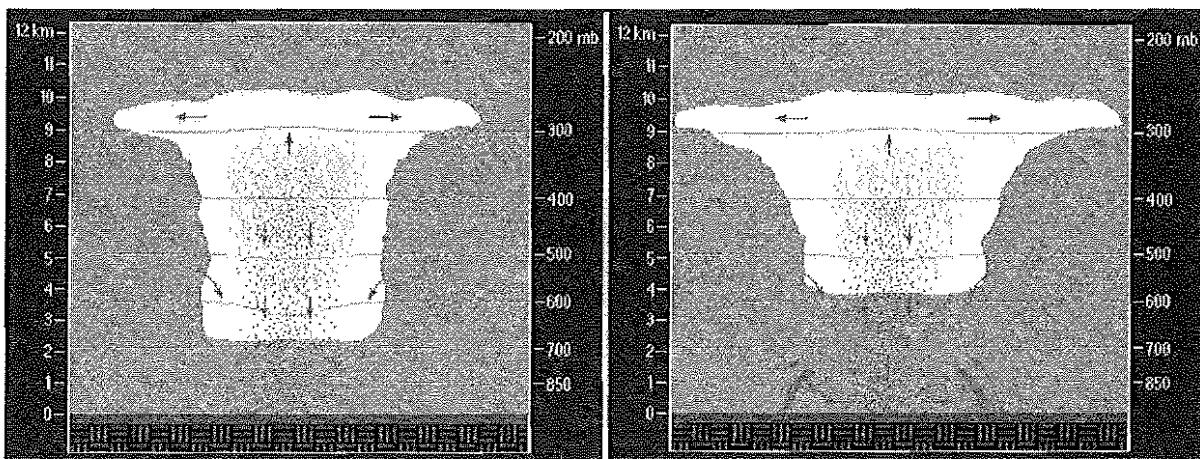


Figura 1.1.6 (izquierda). Proceso de aceleración de las corrientes descendentes. Obtenida del módulo COMET "Anticipating Convective Storm Structure and Evolution".

Figura 1.1.7 (derecha). Fase de disipación en una célula simple y formación del frente de racha. Obtenida del módulo COMET "Anticipating Convective Storm Structure and Evolution".

### Modelo radar

En la Fig. I.1.8 se muestra la evolución de una célula simple vista por el radar:

1. El primer eco del radar sería visto poco después de la observación visual. La altura a la que se encuentra este primer eco proporciona una estimación indirecta de la intensidad de las corrientes ascendentes: cuanto más intensas son las corrientes ascendentes, más altos son los primeros ecos radar, por lo que la convección será potencialmente más intensa (y viceversa).
2. Ya que la cizalladura vertical del viento es nula ó muy débil, la precipitación se va formando directamente sobre las corrientes ascendentes, por lo que el eje de la señal del eco máximo está orientado en la vertical, y en los cortes horizontales forman círculos concéntricos.
3. La señal comienza a descender a medida que lo hacen las partículas de precipitación al no poder ser ya mantenidas por la corriente ascendente. A medida que la célula se disipa, el frente de racha asociado a la célula se aleja del área de precipitación en todas las direcciones.

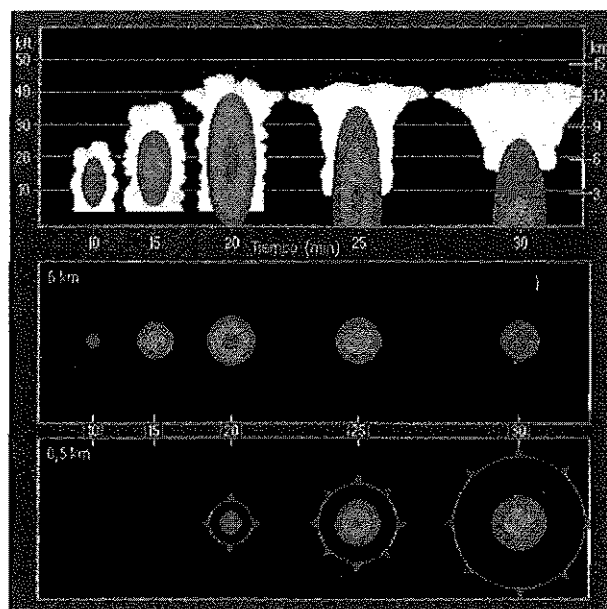


Figura I.1.8. Modelo de evolución de una célula simple, en ausencia de cizalladura vertical del viento, a través del radar. En la fila superior se muestran cortes verticales; en la central, cortes horizontales, a una altura de 6 km; y en la inferior, también cortes horizontales, aproximadamente en superficie, con el frente de racha asociado. Obtenida del módulo COMET "Anticipating Convective Storm Structure and Evolution".

### Efectos en superficie

Las tormentas simples no suelen producir tiempo severo. Pueden ir acompañadas, ocasionalmente, de *downburst*, granizo pequeño y lluvia fuerte. Ya que el ciclo de vida de estas células es muy corto la duración de estos fenómenos también es muy pequeña.

En la Fig. I.1.9 se muestra la diferencia entre una tormenta ordinaria no severa y otra severa (algunos autores llaman a estas tormentas ordinarias severas "pulsantes"). La primera dura apenas 20 minutos, las corrientes ascendentes son rápidamente reemplazadas por las descendentes. La de tipo pulsante tiene corrientes ascendentes más intensas que permiten que su duración sea mayor. Obsérvese como la primera señal radar está mucho más alta que en las ordinarias no severas (consecuencia de las corrientes ascendentes más intensas). Por otro lado, el rápido descenso de la máxima señal radar es un indicativo de que en superficie comenzarán a producirse precipitaciones, posiblemente acompañadas de granizo y vientos fuertes (*downburst*), justo antes de la disipación de la tormenta.

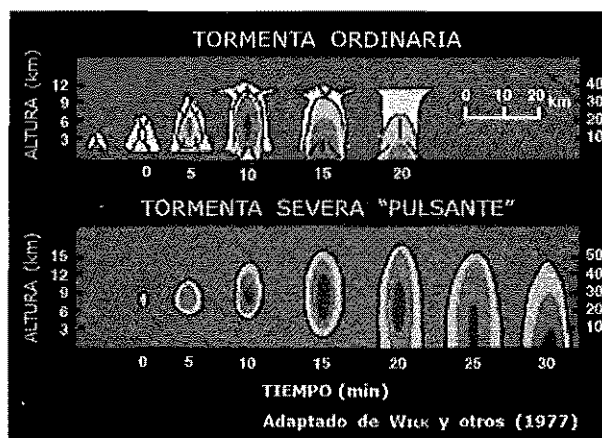


Figura. I.1.9. Evolución de una tormenta ordinaria y una pulsante (imagen obtenida de la dirección de Internet [http://ww2010.atmos.uiuc.edu/\(Gh\)/guides/mtr/svr/type/sng/ev.rxml](http://ww2010.atmos.uiuc.edu/(Gh)/guides/mtr/svr/type/sng/ev.rxml)).

### Estructura eléctrica

Las descargas eléctricas o rayos son una manifestación del hecho de que las tormentas están electrificadas; las cargas positivas y negativas se encuentran separadas de forma que algunas regiones de la nube tienen una carga neta positiva y otras negativa. La región de cargas negativas principal se encuentra concentrada entre dos regiones de carga positiva, con poca extensión en la vertical, menor de 1 km, frente a una extensión de varios km en la horizontal. Se localiza aproximadamente a la altura



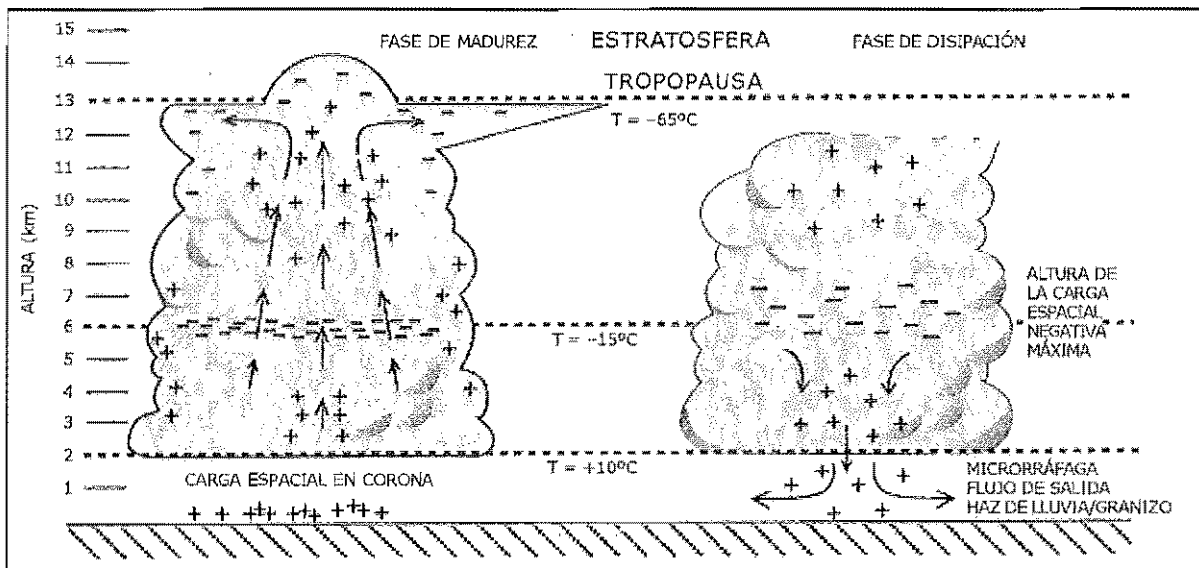


Figura I.1.10. Estructura eléctrica asociada a un cumulonimbus, en la fase de madurez (a la izquierda) y en fase de disipación (a la derecha). Los signos positivos y negativos indican la polaridad de las cargas. Las líneas de corriente indican la dirección del flujo (de WILLIAMS, 1988).

de la isoterma de  $-15^{\circ}\text{C}$ . Una pequeña concentración de cargas negativas también se encuentra en la cima de la nube, tal y como aparece en la figura I.1.10 (célula en la fase madura). El centro principal de cargas negativas produce puntos de descarga o "corona" desde los árboles, la vegetación, y otros puntos u objetos expuestos desde el suelo por debajo de la tormenta, que dejan cargas positivas en la atmósfera sobre la superficie de la Tierra (Fig. I.1.10).

Existen dos tipos de descargas, las intranube (IC, *IntraCloud*), que transfieren carga negativa desde la región principal de cargas negativas hacia el centro positivo en niveles más altos; y las nube-tierra (CG, *Cloud-to-Ground*), que se producen ya en la fase de madurez, y que generalmente transfieren carga negativa desde el centro principal de cargas negativas hasta el suelo (descargas negativas). Con menor frecuencia también las cargas positivas pueden transferirse al suelo (descargas positivas).

En una célula simple la mayor frecuencia de rayos no se produce hasta que el tope de la nube no alcanza aproximadamente  $-15$  ó  $-20^{\circ}\text{C}$ . Las descargas IC son las que se producen en primer lugar y con una frecuencia alta durante algunos minutos, especialmente mientras la nube y la señal radar están todavía creciendo. Los rayos CG, menos frecuentes que los IC, tienen su máximo minutos más tarde que los IC. Este máximo suele producirse antes de que la señal radar comience a descender.

### I.1.3. Multicélula

#### Definición

Están formadas por un conjunto de células en distintas fases de desarrollo (Fig. I.1.11). Se desarrollan en ambientes que contienen suficiente energía de flotabilidad y moderada cizalladura vertical del viento y presentan un grado de organización mayor que las células ordinarias. El frente de racha asociado a una célula que se disipa dispara la formación de nuevas células y, al existir cizalladura vertical, las corrientes ascendentes y descendentes están desacopladas, por lo que el sistema multicelular tiene un ciclo de vida más largo que las células ordinarias, pudiéndose prolongar durante horas y llegar a afectar a grandes áreas.



Figura I.1.11. Fotografía de una multicélula obtenida por el NSSL.

## Ciclo de vida

En la secuencia de figuras siguiente (adaptadas de DOSWELL III, 1982) se muestra la evolución de una tormenta multicelular:

### Instante $t_0$ (Fig. I.1.12):

- Se observan varias células en distintos estados de desarrollo.
- La célula madre (I), en fase de disipación, genera unas corrientes descendentes y un microfrente de racha en superficie que estimula y refuerza la formación de una nueva célula en la dirección de donde viene el viento en niveles bajos.
- La nueva célula (II), comienza a detectarse en el radar por la presencia de ecos en niveles altos, justamente encima de la zona de fuertes corrientes ascendentes.

### Instante $t_1$ (Fig. I.1.13):

- El microfrente de racha favorece la intensificación de las corrientes ascendentes que generan la célula II.
- La precipitación suspendida aumenta, pudiéndose observar en un corte vertical radar una zona en forma de balcón o arco (ZB, Zona abalconada), sostenida por las fuertes corrientes ascendentes.
- Debajo de ella aparece una región donde la señal de radar es muy baja. Es la Región de Eco Débil (RED).
- El microfrente de racha, de la célula I, sigue propagándose.

### Instante $t_2$ (Fig. I.1.14):

- El microfrente de racha comienza a erosionar las corrientes ascendentes que mantenían los ecos intensos en niveles altos de la célula II.
- La zona abalconada se desploma, desaparece la región de eco débil y las altas reflectividades pierden altura.
- La célula II se convierte ahora en un elemento equivalente a la I, repitiéndose el proceso hacia la izquierda: desplome, generación de nuevos ecos en niveles altos asociados a otra nueva célula (III), etc.

La influencia de la cizalladura vertical del viento como favorecedora o inhibidora de la convección a lo largo del frente de racha originado por una multicélula, será tratado con más profundidad en el módulo "Procesos físicos que controlan la estructura y evolución de la convección".

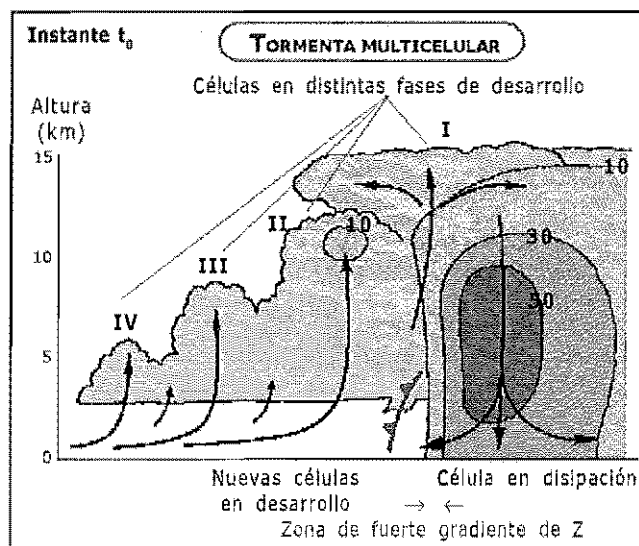


Figura I.1.12. Evolución de un sistema multicelular: instante  $t_0$

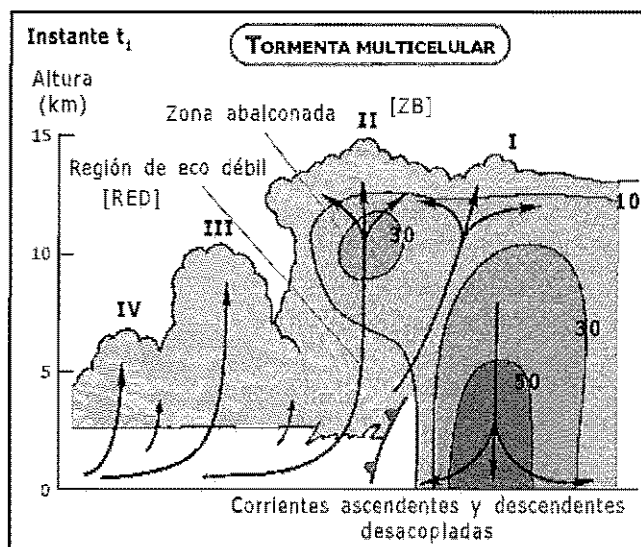


Figura I.1.13. Evolución de un sistema multicelular: instante  $t_1$

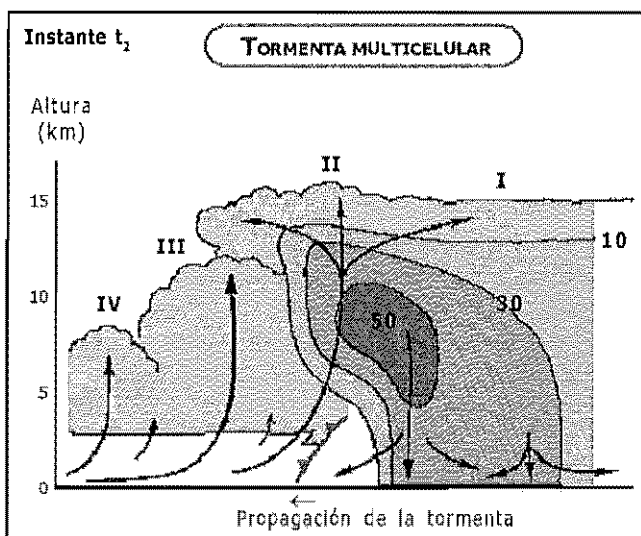


Figura I.1.14. Evolución de un sistema multicelular: instante  $t_2$

### Evolución a través de cortes horizontales en la señal radar

En la Fig. I.1.15 (adaptada de CHISLOM Y RENICK, 1972), se muestra el ciclo de vida de una multicélula a través de varios PPI (las cuatro líneas superiores de la figura) y varias secciones verticales (línea inferior de la figura). Los PPI se muestran para cuatro elevaciones diferentes (3, 6, 9 y 12 km). Las flechas sobre el sistema multicelular indican la dirección del desplazamiento y al mismo tiempo la línea de corte para las secciones verticales de la parte inferior de la imagen. El flujo en niveles altos es del SW y la alimentación de la tormenta se produce en su flanco SE. Tomando como referencia la figura superior y el PPI a 9 km de altura, podemos observar 3 células, para el tiempo  $T_0$ , en diferentes fases:

- célula 1: en fase de disipación
- célula 2: en fase de madurez
- célula 3: se está desarrollando en niveles altos

En el instante  $T_3$ , la célula 3 ya ha desarrollado la zona abalconada, encima de las fuertes corrientes ascendentes que son capaces de sostenerla, justamente debajo de ella no existe eco o es muy débil, esto se puede ver en los PPI a 6 y 3 km respectivamente. Obsérvese el fuerte gradiente de reflectividad que se produce en la zona de alimentación en niveles bajos. El desplome de la célula 3, genera y/o refuerza el micro frente de racha en capas bajas provocando una nueva célula, la 4, que primero se pone de manifiesto en niveles altos (12 km) y posteriormente repite el mismo proceso que la 3. Todo esto se produce en instantes posteriores.

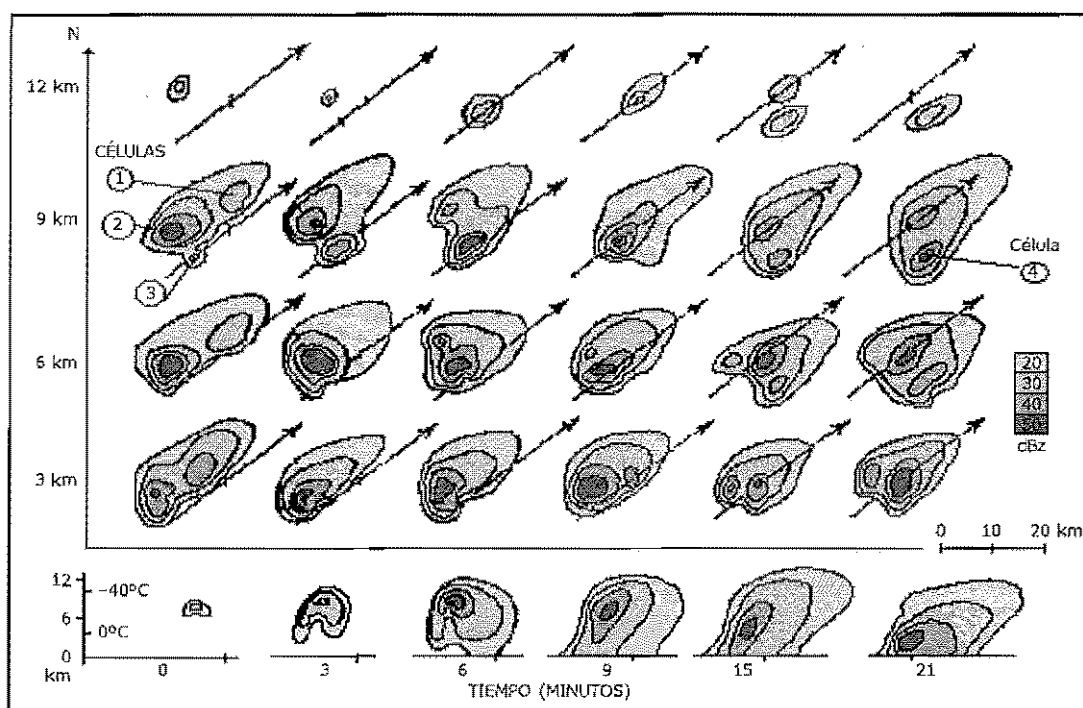


Figura I.1.15. Ciclo de vida de una multicélula a través de varios PPI (adaptada de CHISLOM Y RENICK, 1972).

### Efectos en superficie

Las multicélulas pueden producir intensas precipitaciones e ir acompañadas de tiempo severo como fuertes vientos, granizo y, muy excepcionalmente, algún tornado.

El tiempo severo está limitado temporalmente por el hecho de que las células individuales que forman la multicélula tienen períodos de vida cortos; sin embargo, por otro lado, el área de precipitación puede ser muy extensa ya que los sistemas multicelulares suelen abarcar grandes áreas. Si, además, su movimiento es muy lento, pueden dar lugar a intensas precipitaciones locales, presentándose el riesgo de inundaciones.

## Estructura eléctrica

En la Fig. I.1.16 se muestra una secuencia de 4 figuras en las que aparece la distribución de carga y la evolución de las descargas en un sistema multicelular típico:

- Fig. I.1.16a: aparecen dos células maduras, cada célula mostrando una distribución de carga similar a la que presentaría una célula simple, con un centro principal de cargas negativas entre dos centros de carga positiva y a la altura aproximada de la isoterma de  $-15^{\circ}\text{C}$ . Las descargas principales que se producen en esta fase son IC, transportando carga negativa hacia regiones más altas de la nube. En el caso de las multicélulas, esta transferencia de carga puede darse también entre el centro principal de cargas negativas de una célula hacia la parte alta de la nube en la célula contigua.
- Fig. 16b: comienzan a aparecer las descargas CG, transportando carga negativa desde el centro principal de cargas negativas hasta el suelo, al igual que se producía en el caso de las células simples. Estas descargas pueden tener extensas ramificaciones en la horizontal englobando a los centros de cargas negativas de las células adyacentes.
- Fig. 16c: el penacho alcanza mayor extensión, las descargas IC penetran en él desde el núcleo principal de la tormenta. En algunas ocasiones se han observado descargas que provienen desde el penacho hasta el suelo. En la figura, una de las células ya ha entrado en la fase de disipación adquiriendo las características de nubosidad estratiforme. Tanto en esta figura como en la (d) se muestra la banda brillante como una zona sombreada. Varios estudios han demostrado que en la banda brillante existe una acumulación de carga negativa.
- Fig. 16d: se producen rayos IC entre el núcleo principal de cargas negativas de la célula activa (la de la izquierda en la figura) y la región de carga positiva que se encuentra al mismo nivel en la célula que se disipa. Este tipo de descargas se observan de forma repetitiva a intervalos de pocos minutos. Ocasionalmente, en las células en fase de disipación, se originan descargas positivas hasta el suelo que desplazan carga positiva a este nivel.

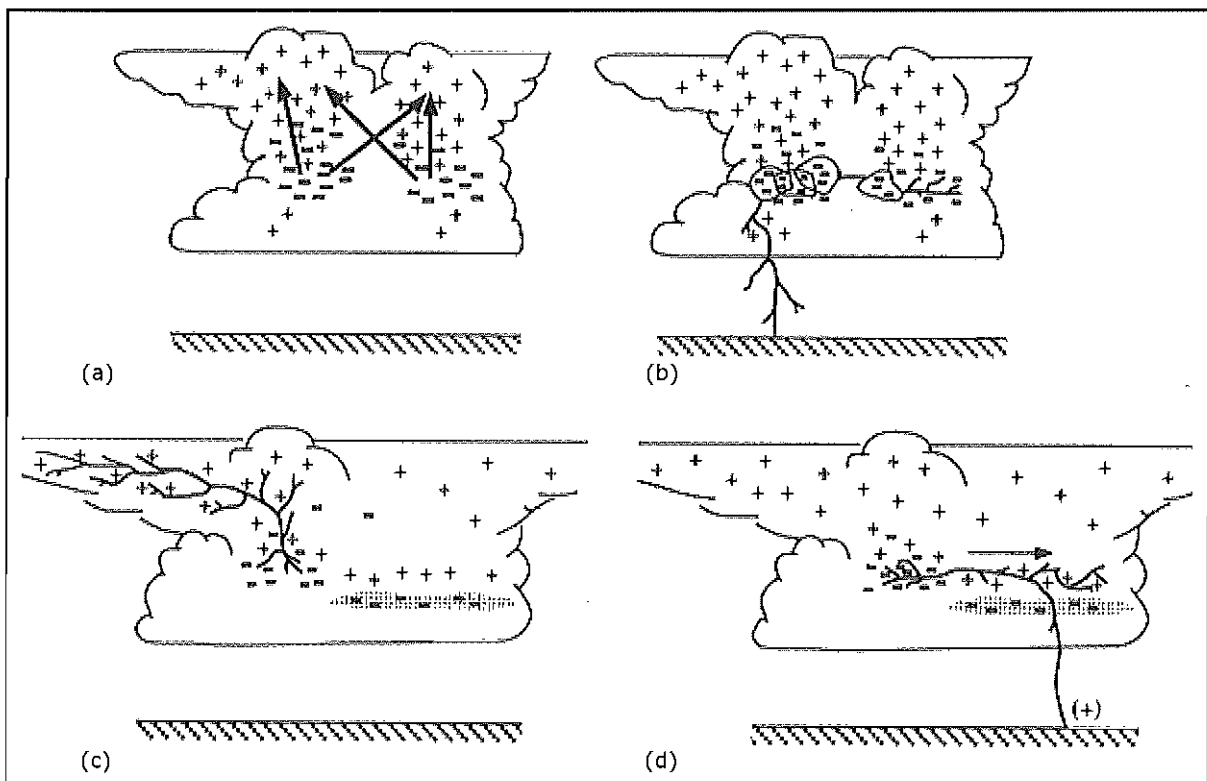


Figura I.1.16. Distribución de carga y evolución de las descargas en un sistema multicelular típico, obtenido a partir de la observación de varias tormentas de este tipo. En (a) y en (b) se muestra el sistema en la fase de madurez y, en (c) y (d), en la fase de disipación. Las descargas se han pintado con ramificaciones en todas las estructuras, salvo en (a). Las regiones sombreadas en (c) y (d) representan la banda brillante (de KREHBIEL, 1986).

### I.1.4. Supercélula

#### Definición

Consisten en una gran e intensa corriente ascendente cuasiestacionaria y en rotación. El nombre de supercélula es debido al hecho de que aunque son aproximadamente del mismo tamaño que las multicélulas, la estructura de la nube, los movimientos de aire y los procesos de precipitación están dominados por una circulación simple, que consiste en una gran pareja de corrientes ascendente/descendente.

Se desarrollan en entornos con moderada a fuerte cizalladura vertical del viento y moderada a alta inestabilidad y pueden evolucionar a partir de tormentas multicelulares. Sin embargo, la evolución y estructura general de las supercélulas sugieren que poseen una dinámica diferente del resto de la convección. Son más grandes, intensas y persistentes y tienen mayor probabilidad de producir tiempo severo que cualquier otro tipo de tormentas (Fig. I.1.17).

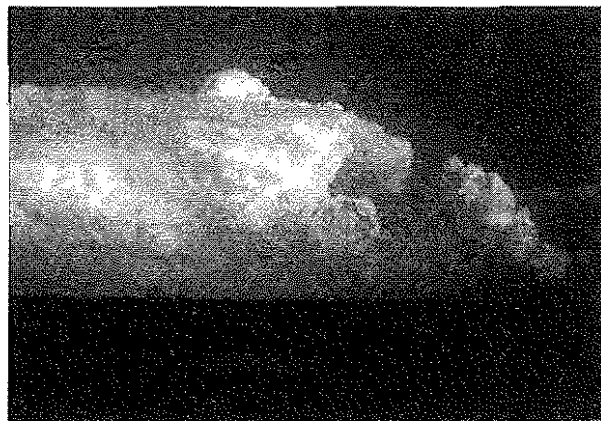


Figura I.1.17. Fotografía de una supercélula obtenida en Internet en la dirección: <http://lc1q01.cod.edu/notes/singcell.gif>. Fueron obtenidas por la NSS (National Severe Storms Laboratory, EEUU).

#### Ciclo de vida

En la secuencia de figuras se muestra de forma muy simplificada la evolución de una supercélula tal y como debería observarse desde el radar (LEMON, 1980). Este modelo se basa en la interacción de la intensidad de las corrientes ascendentes y la cizalladura vertical del viento como condicionante del grado de organización y severidad de la convección.

En las figuras de la izquierda parecen cortes verticales con la reflectividad radar coloreada. Las líneas rojas representan la ascendente y en la cima de la célula aparece una flecha hacia afuera que representa la dirección del flujo en niveles altos. En las figuras de la derecha se muestran dos CAPPI (2-3 km y a 8 km). El punto de color violeta representa la posición del *echotop*. El corte vertical se realiza de acuerdo a la línea AB que aparece en las figuras de la derecha.

#### Instante $t_0$ (Figs. I.1.18 y I.1.19):

En un corte vertical (Fig. I.1.18) la señal sería semejante a la señal de una célula simple o a la de una de las células en un sistema multicelular. Los ecos asemejarían a una parábola con su máxima reflectividad en su eje. No hay regiones de eco débil ni señales de ganchos. En este caso la alimentación en niveles bajos se produce desde A (a la izquierda de la imagen), y no producen un fuerte gradiente de reflectividad en niveles bajos; además, las corrientes ascendentes no son capaces de mantener, en estos momentos, fuertes valores de reflectividad en niveles altos. La flecha superior, hacia nosotros, indica la dirección del flujo en niveles altos. Cuanto mayor sea, más inclinada estará la parábola en la dirección hacia la que sopla el viento.

Tomando cortes horizontales típicos (Fig. I.1.19): nivel de superficie, nivel a 8 km y *echotop*, se obtienen *cuasicírculos* concéntricos, aumentando su radio a medida que se desciende. Al existir una débil cizalladura, la tormenta no se encuentra inclinada en la vertical y si unimos los máximos de reflectividad en los distintos CAPPI y con el máximo del *echotop*, nos encontraremos que es una línea casi vertical; además existe un débil gradiente de reflectividad en los CAPPI bajos ya que la alimentación, en capas bajas, no es muy intensa. Al ser el viento en niveles altos débil, los CAPPI superiores (8-12 km) son más o menos redondeados o, a lo sumo, se elongan en la dirección del viento en niveles altos. El movimiento de la tormenta en este caso coincide con la dirección del viento medio (hacia el NE en la Fig. I.1.19).

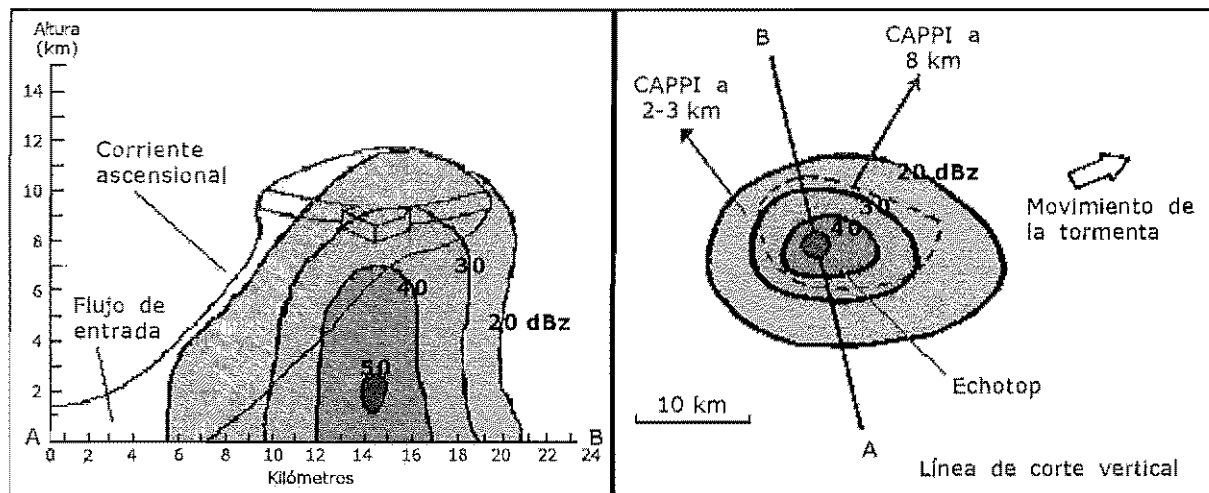


Figura I.1.18 (izquierda). Corte vertical en la evolución hacia una supercélula; instante  $t_0$ .

Figura I.1.19 (derecha). Corte horizontal en la evolución hacia una supercélula; instante  $t_0$ .

### Instante $t_1$ (Figs. I.1.20 y I.1.21):

Aproximadamente una hora (Fig. I.1.20) después del inicio de la célula convectiva el modelo de reflectividades se asemeja al de una multicélula (en el caso de que el sistema evolucionase hacia una multicélula en lugar de hacia una supercélula, se detectarían varios echotops correspondientes a cada una de las células que formarían el sistema multicelular). Las corrientes ascendentes son más intensas que en la fase anterior y son capaces de mantener una región abalconada, sobre los 8 km de altura, más acusada cuanto más intensos y altos sean los valores de reflectividades suspendidos. Justamente debajo de ellas existe una región de no eco o región de eco débil (RED). El flujo en niveles altos es del SW y se dirige, en este corte, hacia nosotros. El máximo del echotop se encuentra muy alto (15 km en la Fig. I.1.20).

La señal de reflectividad en la horizontal se ha elongado (Fig. I.1.21) en la dirección de la cizalladura vertical del viento medio. Al observar un CAPPI bajo podemos encontrarnos con una zona donde existe un fuerte gradiente de reflectividad, provocado por la convergencia del flujo en niveles bajos (entrando desde A a B). El CAPPI en niveles más altos (8 km) nos mostraría una configuración parecida pero desplazada hacia la zona donde se encuentran los máximos gradientes de reflectividad en niveles bajos. Es la zona abalconada, con fuertes valores de reflectividad sobre la zona donde mayores son las corrientes ascendentes. El máximo del echotop se encuentra sobre dicha zona abalconada. Si uniéramos los máximos de Z de los distintos CAPPI tendríamos una línea en la vertical inclinada.

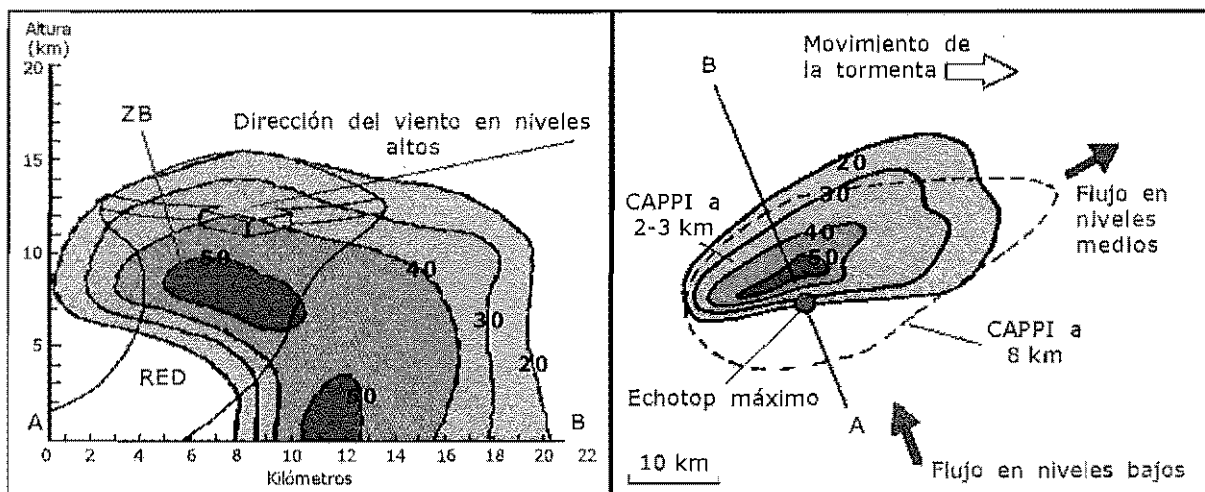


Figura I.1.20 (izquierda). Corte vertical en la evolución hacia una supercélula; instante  $t_1$ .

Figura I.1.21 (derecha). Corte horizontal en la evolución hacia una supercélula; instante  $t_1$ .

**Instante  $t_2$  (Fig. I.1.22 y I.1.23):**

La supercélula generalmente alcanza su estado de madurez a los 90 minutos del inicio (Fig. I.1.22). Su modelo radar es semejante a las de tipo multicelular, por lo que poseen las estructuras típicas: región de eco débil, zona abalconada, fuerte gradiente de reflectividad en niveles bajos, etc. Sin embargo, se diferencia del sistema multicelular en que en su fase madura las corrientes ascendentes se intensifican de tal forma que son capaces de sostener mayor cantidad de precipitación. La zona abalconada se eleva, la región de eco débil se ve ahora rodeada de una zona de ecos, en niveles altos, adoptando una forma de gancho que se suele denominar Región de Eco Débil Acotada (REDA). La señal en el radar del núcleo de estas células es vertical, a pesar de la fuerte cizalladura vertical del viento, lo que es una señal de la intensidad tan fuerte que alcanzan las corrientes ascendentes.

Ciertos elementos de las estructuras multicelulares se observan en un corte horizontal de una supercélula (Fig. I.1.23), pero mucho más agudizados, de forma que en los CAPPI bajos podemos observar una zona de fuerte gradiente de reflectividad en la zona por donde se alimenta la estructura. Además aparece la zona en gancho asociada a la precipitación descendente en el flanco delantero de la estructura: gancho en la horizontal. Este elemento suele ser la señal de que un mesociclón se ha formado en niveles medios. Un CAPPI de niveles medios-altos tendría una zona de máxima reflectividad sobre el área de no eco en CAPPI más bajos y justamente encima de la zona de fuerte gradiente en capas bajas. Al formarse estas estructuras en ambientes de fuerte cizalladura vertical, tendremos que dichos CAPPI están muy elongados. El máximo de *echotop* estaría muy elevado e inclinado respecto a los máximos en los diferentes niveles: eje inclinado.

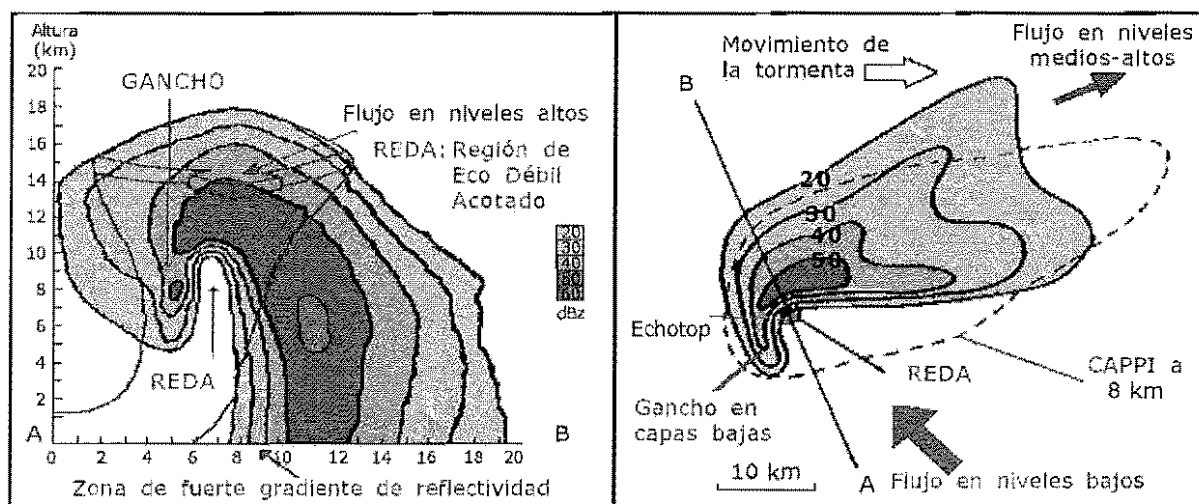


Figura I.1.22 (izquierda). Corte vertical en la evolución hacia una supercélula: instante  $t_2$ .

Figura I.1.23 (derecha). Corte horizontal en la evolución hacia una supercélula: instante  $t_2$ .

## Tipos de supercélulas

Tradicionalmente se vienen identificando 3 tipos de supercélulas (las figuras se han obtenido del documento C.A. DOSWELL III ET AL.):

- LP: supercélulas de baja precipitación (BLUESTEIN AND PARKS, 1983)
- HP: supercélulas de alta precipitación (MOLLER ET AL., 1990)
- Supercélula clásica, con precipitación moderada (BROWNING, 1965; LEMON AND DOSWELL, 1979)

### 1. Supercélulas de baja precipitación

Como su nombre indica producen precipitación escasa y dispersa. Se desarrollan con más facilidad en las cercanías de una línea seca en superficie (entornos con bajo a moderado contenido de humedad) y, debido a la precipitación dispersa y al entorno relativamente seco, con ausencia de otro tipo de nubosidad, la rotación del sistema nuboso es visible directamente. Pero también, debido a la baja



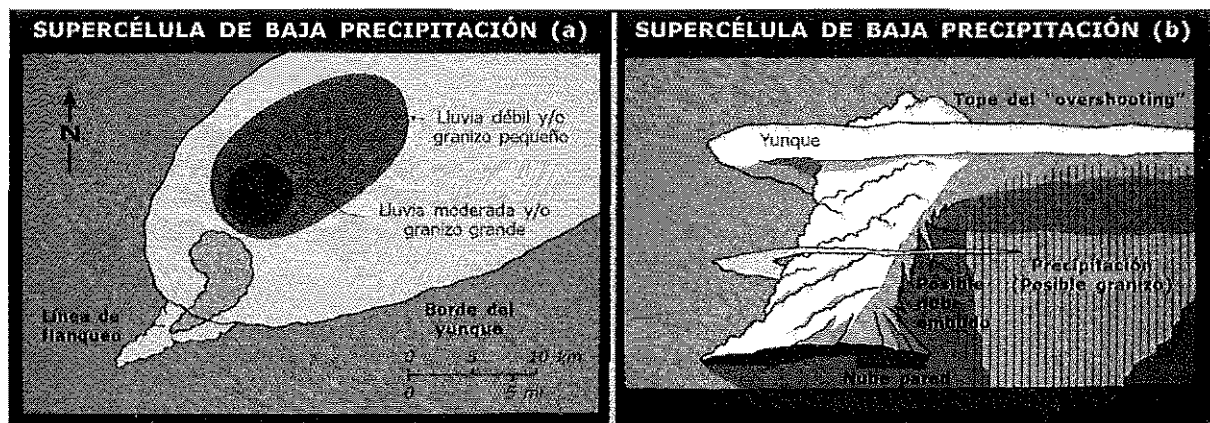


Figura I.1.24 (izquierda). Supercélula de baja precipitación. Corte horizontal.

Figura I.1.25 (derecha). Supercélula de baja precipitación. Visión vertical.

precipitación, el radar no detecta de forma adecuada la circulación ciclónica. El tiempo severo suele limitarse a granizo grande y algún tornado débil a moderado. Las corrientes descendentes suelen ser débiles a moderadas.

## 2. Supercélulas de alta precipitación

En el extremo opuesto del espectro de las supercélulas se encuentran las de altos valores de precipitación. Mientras que las de tipo LP tienen poca o ninguna precipitación (y, por lo tanto, no hay señal radar) dentro del mesociclón, las HP por el contrario tienen gran cantidad de precipitación, por lo que el radar presenta evidencias de la rotación claramente, a veces como bandas rotando alineadas con el flujo. Se desarrollan en entornos con valores altos de humedad y con presencia de otras nubes, de forma que, en ocasiones, no se puede ver de forma directa la rotación de la tormenta, en contraste con el radar, en el que se detecta fácilmente. Cuando se observa el gancho en estas tormentas, los valores de reflectividad son tan altos como los del núcleo. Producen todo tipo de tiempo severo, incluyendo tornados y pueden producir también precipitaciones torrenciales. Son las más frecuentes en EEUU.

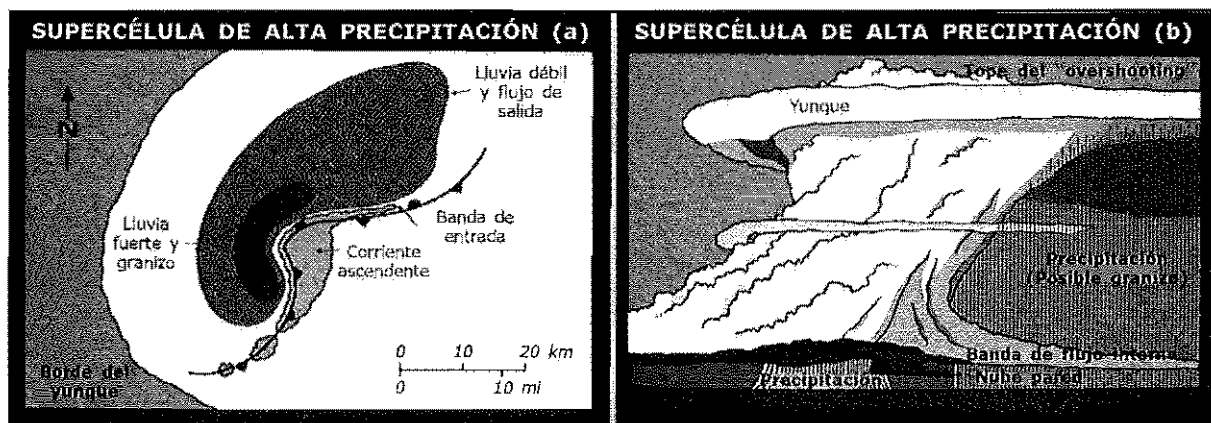


Figura I.1.26 (izquierda). Supercélula de alta precipitación. Corte horizontal.

Figura I.1.27 (derecha). Supercélula de alta precipitación. Visión vertical.

## 3. Supercélula clásica o de precipitación moderada

Finalmente, entre los dos extremos anteriores se encuentra la supercélula clásica, con precipitación moderada. Encajan con el modelo que se tiene de las supercélulas. En caso de existir el gancho, los valores de reflectividad son menores que los del núcleo. Durante la fase de colapso, por dentro del



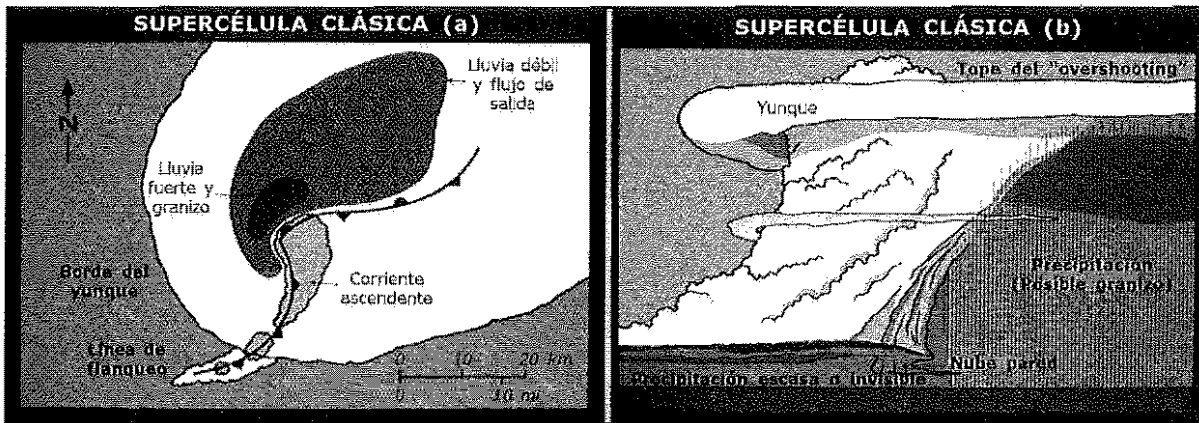


Figura 1.1.28 (izquierda). Supercélula clásica. Corte horizontal.

Figura 1.1.29 (derecha). Supercélula clásica. Visión vertical.

mesociclón puede aparecer precipitación, pero esto no se considera como la transición a una célula HP, a menos que el mesociclón persistiera después de que la célula colapsara. Son fácilmente detectables tanto visualmente como a través del radar y producen un amplio rango de tiempo severo, pero raramente se les asocia con inundaciones repentinas o relámpago (*flash flooding*). Son, probablemente, las principales responsables de los tornados más violentos en EEUU.

En la Fig. 1.1.28 se muestra una sección horizontal en niveles bajos de la supercélula clásica. Se caracteriza por una gran área de precipitación y un gancho curvándose ciclónicamente alrededor del área de corrientes ascendentes. En la Fig. 1.1.29 aparece otra de las características típicas de las supercélulas, las *wall clouds* (nubes pared), situadas por debajo de las intensas corrientes ascendentes con la "cola" apuntando hacia la parte donde se están produciendo las precipitaciones. Obsérvese también en la figura la separación entre las corrientes ascendentes en rotación, que configuran el área nubosa, y la notoria frontera con las corrientes descendentes (marcadas por la precipitación). Finalmente, la forma que adopta el penacho de la nube, sobresaliendo también hacia la dirección en la que sopla el viento (a la izquierda en la figura) en niveles altos y la presencia de *overshootings* (coronas sobresalientes) indica la presencia de corrientes ascendentes intensas.

### Efectos en superficie

Las supercélulas son conocidas por ir acompañadas de tiempo severo. Debido a la intensidad de las corrientes ascendentes, el tamaño que puede alcanzar el granizo es grande. Todas las supercélulas no producen tornados, aunque la mayoría de los tornados más violentos son producidos por este tipo de células. Las supercélulas combinan las intensas corrientes ascendentes con el gran contenido de humedad en niveles bajos, por lo que sugieren potencialidad para generar cantidades elevadas de precipitación.

En la Fig. 1.1.30 se representa un esquema de una supercélula donde se marcan las características visuales más importantes, así como la localización de las áreas de precipitación en superficie. El tornado se hace visible como una especie de tubo que pende de la base de la nube desde una *wall cloud*. El tornado generalmente ocurre donde se localiza la entrada máxima de aire cálido en niveles bajos (en una supercélula típica, desde el E ó SE). Los frentes de racha vienen representados por los frentes pintados en superficie. La mayor cantidad de precipitación se produce corriente abajo por detrás de la *wall cloud*.

La distribución de la precipitación en superficie se puede observar también en la Fig. 1.1.31. En ella se muestra un corte horizontal de una supercélula con el contorno tal y como se vería con el satélite y con la señal radar en niveles bajos. La precipitación en este caso se clasifica de acuerdo con el tamaño de las partículas, desde lluvia ligera, precipitación fuerte y granizo grande y pequeño que producen ecos en aumento en el radar. La señal del granizo grande rodea al área donde se produce el tornado, formando la figura en forma de gancho. En este caso la supercélula se mueve hacia el NE.

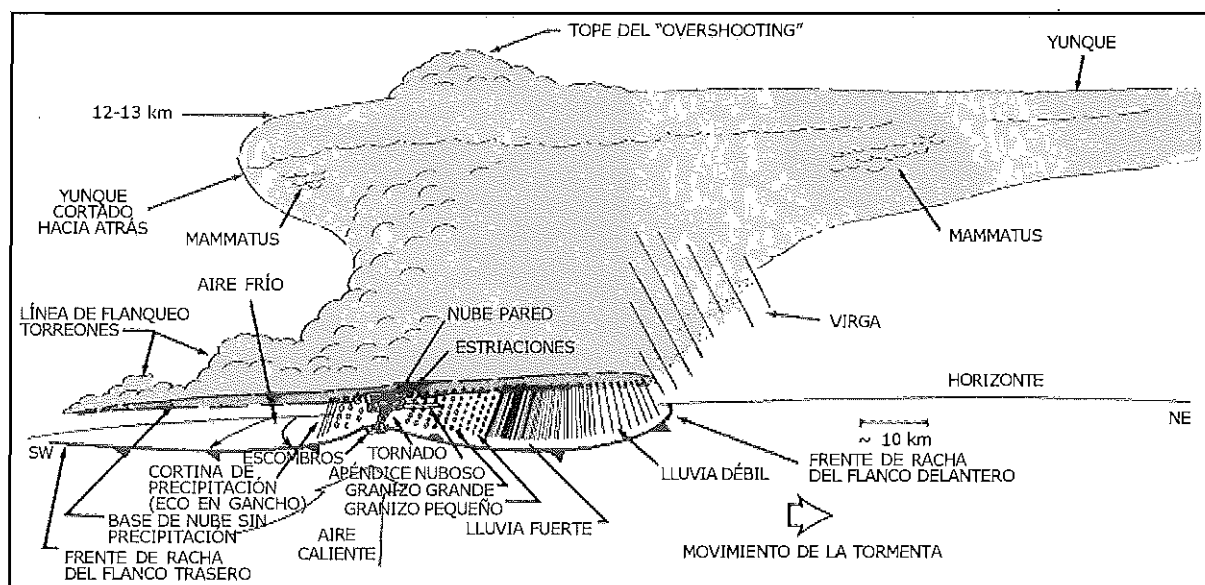


Figura I.1.30. Esquema de la apariencia visual de una supercélula (con un tornado) y áreas de precipitación en superficie (basada en publicaciones del US National Severe Storms Laboratory).

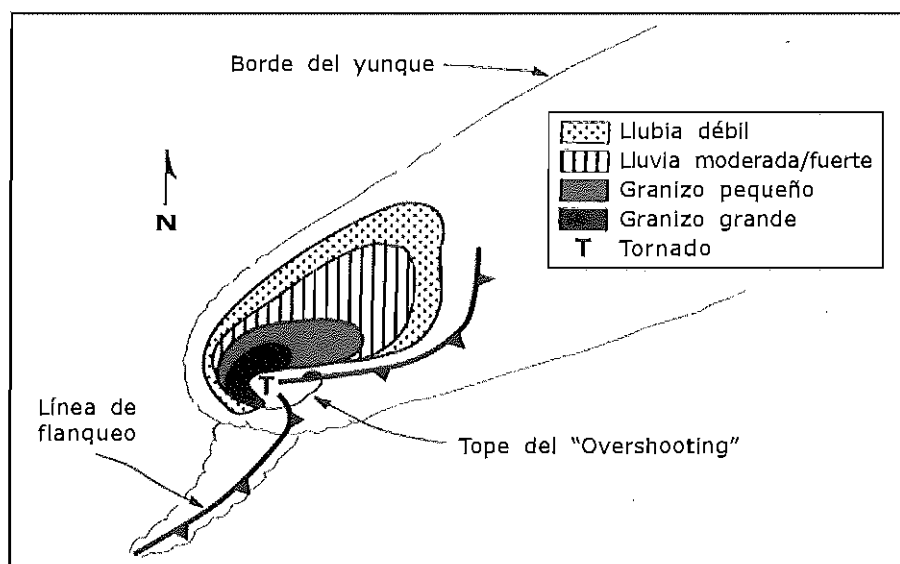


Figura I.1.31. Modelo de supercélula vista por satélite y la precipitación asociada en niveles bajos vista por el radar (basada en publicaciones del US National Severe Storms Laboratory).

## Estructura eléctrica

Se conoce muy poco sobre la distribución de carga en una supercélula. En cuanto a las descargas, las supercélulas son más activas que las tormentas simples y que las multicélulas. En estos dos últimos tipos de células las descargas positivas están asociadas con la fase de disipación de la tormenta; en la supercélula pueden darse tanto en la fase de madurez como en la de disipación.

### Nota:

La fuente de las imágenes COMET es el Cooperative Program for Operational Meteorology, Education and Training (COMET) de la University Corporation for Atmospheric Research. Copyright © 1999 University Corporation for Atmospheric Research. Todos los derechos reservados.

## I.2. PROCESOS FÍSICOS QUE CONTROLAN LA ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN DE LOS FENÓMENOS CONVECTIVOS

---

### I.2.1. Introducción

---

El tipo de fenómenos convectivos, así como la severidad de los mismos, dependen de las condiciones del entorno en el que se desarrollan y, fundamentalmente, de los procesos asociados con la flotabilidad de la burbuja y con la cizalladura vertical del viento.

La flotabilidad ejerce un control fundamental sobre los fenómenos convectivos, ya que está directamente relacionada con la intensidad de las corrientes ascendentes y descendentes. Además de la flotabilidad, nunca debe olvidarse el importante papel del mecanismo de disparo. En bastantes ocasiones, y esto ocurre con frecuencia en la Península, aun en condiciones de flotabilidad no muy elevada, la presencia de forzamientos de tipo orográfico intensos, así como de ascensos asociados con la presencia de fronteras mesoescalares, suele ser suficiente para que se desarrollen corrientes ascendentes significativas.

La cizalladura vertical del viento, por otro lado, ejerce el control fundamental sobre la organización de la convección por medio de dos mecanismos diferentes:

- la interacción de la cizalladura con el frente de racha y el embolsamiento frío de origen convectivo, que modula la capacidad del frente de racha para producir nuevas células convectivas y dar lugar a estructuras multicelulares;
- la interacción de la cizalladura con la corriente ascendente, que modula la capacidad de la corriente ascendente para desarrollar las características rotacionales que se observan en las estructuras supercelulares altamente organizadas.

En general, como se verá a lo largo de este capítulo, existe una fuerte correspondencia entre las contribuciones relativas de cada uno de estos procesos en un entorno dado y los tipos de fenómenos convectivos tradicionales: células ordinarias, estructuras multicelulares y supercélulas. Así, cuando el mecanismo que domina es el de interacción entre la cizalladura vertical y el frente de racha será elevada la probabilidad de desarrollo de estructuras multicelulares, mientras que si domina la interacción entre la cizalladura y la corriente ascendente la probabilidad de desarrollo de supercélulas aumentará. Por esta razón, los arquetipos de tormentas ofrecen una guía de gran valor para anticipar la estructura y comportamiento de una tormenta en un entorno dado.

Sin embargo, no se debe olvidar nunca que, en realidad, todos los procesos físicos actúan de forma conjunta para dar lugar a un espectro continuo de fenómenos convectivos y evoluciones que, en general, no encajarán siempre en los arquetipos simples anteriores. Por ejemplo, una tormenta que se desarrolla en un entorno de cizalladura intermedia puede presentar al mismo tiempo tanto características de célula ordinaria como de supercélula. También, una tormenta puede presentar características supercelulares al comienzo de su ciclo de vida y evolucionar posteriormente a una estructura multicelular si el frente de racha se hace muy intenso y se extiende lejos de la célula original, cortando la alimentación de la misma.

Gran parte de las ideas contenidas en esta revisión han sido extraídas del módulo COMET *Anticipating Convective Storm Structure and Evolution* (1996), el cual, a su vez, condensa los actuales conocimientos acerca del desarrollo de fenómenos convectivos y de los principales factores que intervienen en su estructura y evolución. Estos conocimientos han ido tomando forma, fundamentalmente, a partir de los trabajos de WILHELMSON AND KLEMP (1978), ROTUNNO (1981), ROTUNNO AND KLEMP (1982a, 1982b), WEISMAN AND KLEMP (1982, 1986) y ROTUNNO, WEISMAN AND KLEMP (1988).

### I.2.2. Ingredientes necesarios para el desarrollo de la convección profunda

Los ingredientes necesarios para que aparezca convección profunda son bien conocidos:

- Que el entorno sea condicionalmente inestable.
- Que exista suficiente humedad para que las burbujas, caso de ser forzadas a ascender, puedan alcanzar el nivel de convección libre (NCL).
- Que esté presente un mecanismo de forzamiento o de disparo para elevar la burbuja hasta el NCL.

Al predecir la aparición de convección, los predictores deben determinar si estos ingredientes estarán presentes sobre una determinada zona al mismo tiempo. Es necesario tener en cuenta y evaluar anticipadamente todos aquellos cambios (debidos fundamentalmente a advecciones térmicas y/o de humedad y a los campos de movimientos verticales existentes) que pueden hacer entrar en juego algún ingrediente inicialmente no presente.

Una metodología basada en la búsqueda de ingredientes es la única adecuada para la verdadera aplicación del conocimiento científico a las labores de predicción. Y esto es incluso más importante en la actualidad, cuando la abundancia de herramientas de diagnóstico (y la existencia de diferentes modelos para examinar) complica en gran medida la tarea del predictor, que debe realizar una elección entre las múltiples posibilidades que se le presentan. Solo el uso de métodos de predicción basados en ingredientes, hará que la elección de las herramientas permanezca dentro de un abanico de posibilidades reducido, únicamente limitado por el conocimiento meteorológico: teniendo en cuenta los ingredientes a buscar en función del fenómeno a predecir, se reducirán las posibilidades de elección entre distintas herramientas. En otro caso, la elección puede llegar a basarse, en última instancia, hasta en preferencias personales de difícil justificación teórica, lo que conduciría, como efecto más pernicioso, a una gran dificultad de interacción y de intercambio de opiniones entre los propios predictores.

### I.2.3. Procesos relacionados con la flotabilidad

La primera tarea cuando se trata de evaluar el potencial existente para el desarrollo de convección es considerar cuál es la estructura termodinámica del entorno. La existencia de flotabilidad positiva de las burbujas es necesaria para generar corrientes ascendentes convectivas.

De manera formal, la flotabilidad aparece como un término de la ecuación de momento vertical, que es la siguiente:

$$\frac{dw}{dt} = -C_p \bar{\theta} \frac{\partial \pi}{\partial z} + B$$

donde  $w$  es la velocidad vertical,  $C_p$  el calor específico a presión constante,  $\theta$  la temperatura potencial y  $\pi$  una variable de presión adimensional:  $\pi = (p/p_0)^k$ ,  $k = R/C_p$ . Así, el cambio de velocidad vertical es la suma del gradiente vertical de presión y del término de flotabilidad ( $B$ ) (desde un punto de vista más estricto, a estos dos términos habría que sumar otro para tener en cuenta la mezcla con el aire ambiente).

El término de flotabilidad, a su vez, es la suma de 4 términos:

$$B = g \left[ \frac{\theta'}{\bar{\theta}} + 0,61 (q_v - \bar{q}_v) - q_c - q_r \right]$$

- El primero indica la contribución positiva debida a las perturbaciones de temperatura potencial  $\theta'$ , es decir, a la diferencia de temperatura potencial entre la burbuja y el entorno.
- El segundo indica la contribución positiva debida al exceso de contenido de vapor de agua de la burbuja en relación con el ambiente.
- El tercer y cuarto término dan cuenta de las contribuciones negativas a la flotabilidad asociadas al agua de nube  $q_c$  y a la precipitación  $q_r$ .

Para las escalas grandes de movimiento el gradiente vertical de presión y la flotabilidad tienden a balancearse, dando lugar a un movimiento hidrostático. Sin embargo, para las escalas pequeñas, como la escala a la que se producen los movimientos convectivos, el término de flotabilidad puede ser mucho más grande que el gradiente vertical de presión, dando lugar a grandes aceleraciones verticales y a un movimiento no hidrostático.

La mejor herramienta para evaluar la intensidad de los procesos asociados con la flotabilidad es el diagrama termodinámico, como el diagrama oblicuo  $T$ -log $P$ , mediante el cual el predictor puede estimar la intensidad de las posibles corrientes ascendentes y descendentes.

### Factores que influyen en la intensidad de la corriente ascendente

El principal factor asociado con la presencia de fuertes corrientes ascendentes es la existencia de suficiente energía de flotabilidad de la burbuja.

Una buena estimación de la energía de flotabilidad puede obtenerse por medio de la Energía Potencial Convectiva Disponible (CAPE). El concepto de CAPE será analizado con detenimiento en el capítulo II.1, dedicado al análisis de sondeos. Por el momento es suficiente señalar que el CAPE (MONCRIEFF AND MILLER, 1976; WEISMAN AND KLEMP, 1982) es una medida del área positiva existente en un sondeo entre la línea de evolución de la burbuja y la línea de estado, desde el nivel de convección libre (NCL) hasta el nivel de equilibrio (NE). En la Fig. 1.2.1 el CAPE aparece remarcado.

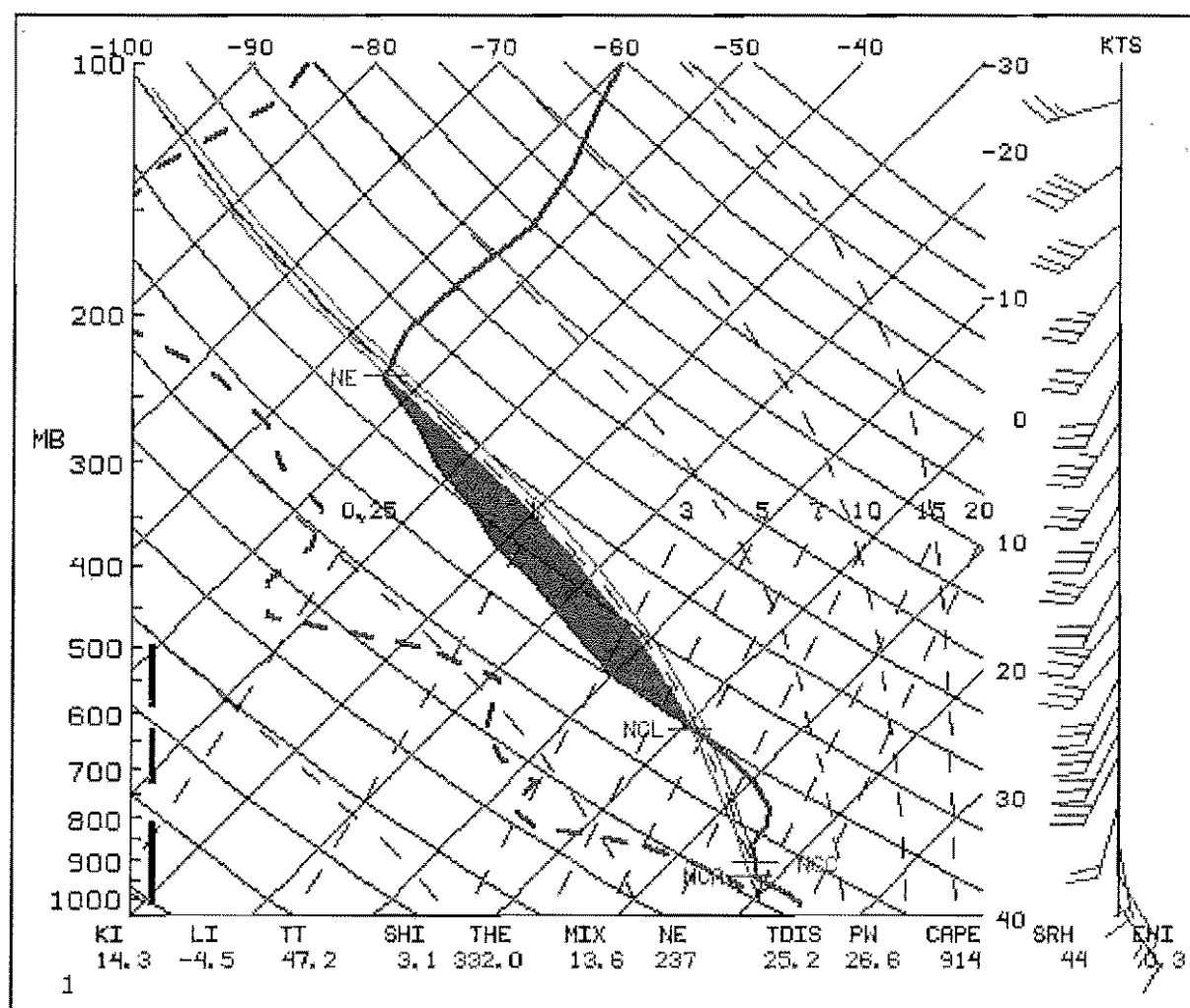


Figura 1.2.1. Ejemplo de diagrama termodinámico con el CAPE remarcado.

El CAPE está directamente relacionado con la máxima velocidad asociada a la corriente ascendente dentro de una tormenta ( $W_{max}$ ), por medio de la expresión

$$W_{max} = (2 \text{ CAPE})^{1/2}$$

Debido, fundamentalmente, a la presencia de agua en la corriente ascendente, a la mezcla con el aire ambiente y al enfriamiento por evaporación (aspectos no tenidos en cuenta cuando se llega a la expresión anterior), la velocidad máxima real es siempre bastante más pequeña que la obtenida con esta fórmula, del orden de la mitad. Para un CAPE entre 1 500-2 000 J/kg la velocidad vertical máxima estaría entre 50-70 m/s (es decir, entre 100-140 kt).

El efecto de un determinado valor del CAPE sobre la intensidad de la corriente ascendente no depende exclusivamente del valor, sino que está fuertemente influenciado por la distribución vertical de flotabilidad y humedad. Estas influencias son el resultado de los efectos de la mezcla con el aire ambiente y de la presencia de agua.

#### Efecto de la distribución de flotabilidad.

Aunque los dos sondeos de la Fig. 1.2.2 presentan el mismo CAPE, la intensidad de la corriente ascendente será mayor en el sondeo A que en el B, sobre todo en niveles bajos. Este hecho es debido a que una burbuja en el sondeo A cerca de la superficie se acelerará más rápidamente (la diferencia de T entre la burbuja y el entorno es grande), y tendrá menos tiempo para mezclarse con el aire más estable y seco del ambiente, lo cual reduciría su flotabilidad. Además, la corriente ascendente más fuerte en el sondeo A reduciría la cantidad de precipitación que cae dentro de la corriente ascendente, reduciéndose también por lo tanto el efecto negativo sobre la flotabilidad de la presencia de agua. En el sondeo B los efectos negativos de mezcla con el aire ambiente serían más pequeños (ya que está más húmedo), pero sería mayor el efecto negativo de la presencia de agua.

**Efecto de la distribución de humedad.** En la Fig. 1.2.3, donde el perfil de CAPE es el mismo para los dos sondeos, la corriente ascendente sería más intensa en el sondeo A, ya que la mezcla con el aire más seco de niveles medios del sondeo B reduciría la flotabilidad neta de la burbuja en mayor medida que la mezcla con aire húmedo en niveles medios del sondeo A.

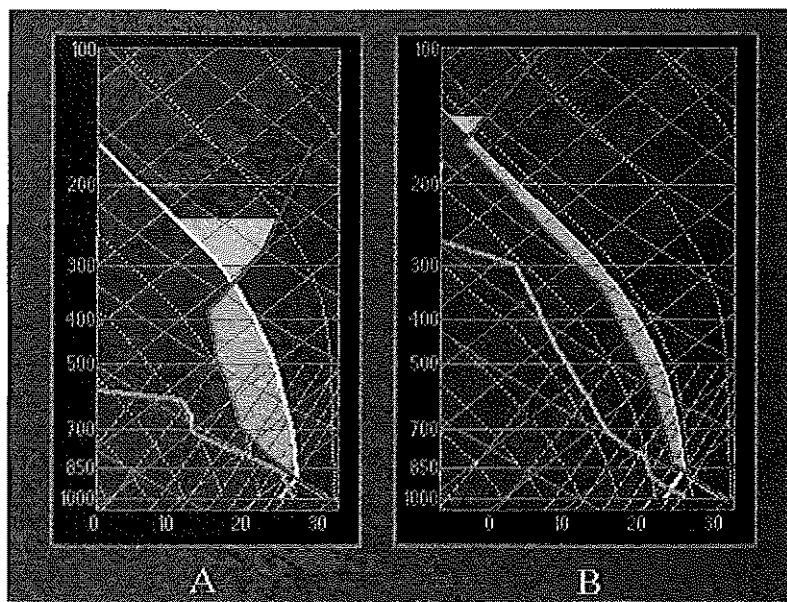


Figura 1.2.2. Efecto de la distribución vertical de flotabilidad.

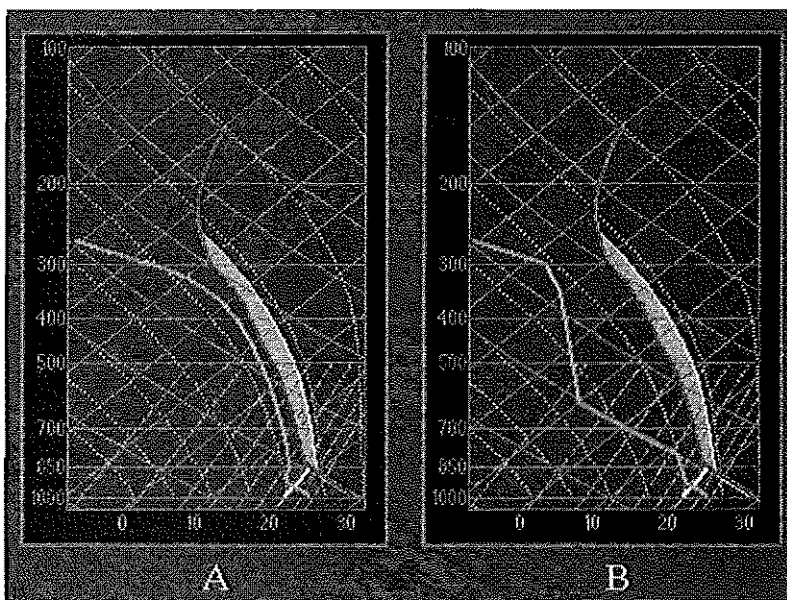


Figura 1.2.3. Efecto de la distribución vertical de humedad.

## Factores que influyen en la intensidad de la corriente descendente

La gran importancia de las corrientes descendentes en una célula convectiva es debida a que son el origen del embolsamiento frío en superficie que se desarrolla precisamente cuando la corriente descendente alcanza el suelo. El borde de ataque de este embolsamiento frío, que se extiende en superficie como una corriente de densidad, es conocido como frente de racha.

Los principales efectos que influyen positivamente en la intensidad de las corrientes descendentes de origen convectivo son la presencia de precipitación en la corriente ascendente y la evaporación.

La cantidad de precipitación en la corriente ascendente depende de la cantidad de humedad disponible y de la intensidad de la corriente ascendente en la que al principio se encuentra suspendida la precipitación, de manera que cuanto más fuerte sea la corriente ascendente, mayor cantidad de precipitación podrá suspender. Inicialmente, el arrastre producido por la precipitación que cae es la contribución más importante a la intensidad de la corriente descendente.

La evaporación hace que el aire que desciende se encuentre más frío que el ambiente, produciendo una aceleración adicional en la corriente descendente. Los efectos de la evaporación dependen de la cantidad de precipitación que puede evaporarse, de la sequedad del aire ambiente (cuanto mayor sea, más evaporación se producirá) y del carácter de la precipitación.

Aunque, desde el punto de vista de la predicción operativa, es muy difícil estimar con antelación la contribución de la presencia de precipitación a la corriente descendente, sí que puede estimarse, en primera aproximación, el efecto de la evaporación haciendo uso de los diagramas termodinámicos y admitiendo que el aire de la corriente descendente tiene su origen entre 3 y 5 km por encima del suelo, cerca del nivel de mínima temperatura potencial del termómetro húmedo dentro de ese estrato. En la Fig. 1.2.4 se asume que la corriente descendente tiene su origen cerca de 600 hPa, permanece saturada hasta alcanzar la superficie y no se mezcla con la corriente ascendente. En estas condiciones, se puede estimar la evolución de la corriente descendente llevando a la saturación la burbuja con las condiciones de 600 hPa y después descendiendo hasta el suelo a lo largo de la adiabática húmeda. Cuanto más fría se encuentre la burbuja en relación con el entorno (a lo largo de la trayectoria descendente) mayor será el área encerrada por las dos curvas (la de estado y la de evolución) y más se acelerará hacia abajo la burbuja, intensificándose la corriente descendente.

Teniendo en cuenta la similitud que existe con el cálculo del CAPE se ha introducido la cantidad conocida como DAPE (energía potencial disponible para la corriente descendente). Para obtenerla, una vez seleccionadas las condiciones de la burbuja, se evoluciona la misma y se realiza la misma integración que para el CAPE, pero en este caso desde el nivel de partida hasta superficie (en la Fig. 1.2.4 desde 600 mb); el resultado es el área remarcada. El uso del nivel con la mínima temperatura potencial del húmedo en niveles medios y la suposición de una evolución saturada permite obtener una estimación de la máxima energía disponible para la aceleración de la corriente descendente.

Cuando la humedad en niveles medios sea alta, la temperatura potencial del húmedo será más elevada y el enfriamiento que sufrirá la burbuja, así como la intensidad de la corriente descendente, será menor. A su vez, la mezcla con aire más cálido y húmedo de la corriente ascendente también ayudará a disminuir la intensidad de la corriente descendente.

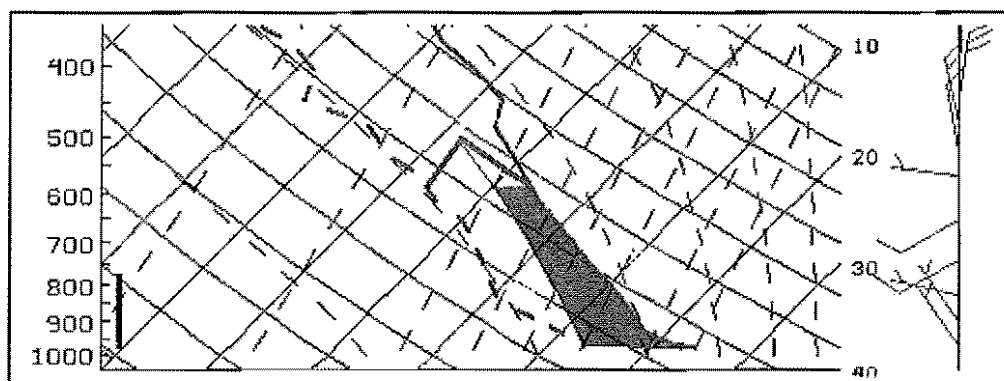


Figura 1.2.4. Ejemplo de uso de DAPE (Energía potencial disponible para la corriente descendente) para estimar la intensidad de las corrientes descendentes.



### 1.2.4. Interacción de la cizalladura con el frente de racha

Los procesos de flotabilidad no permiten explicar, por sí solos, cómo se organizan las estructuras convectivas individuales en sistemas de más larga duración. La presencia de cizalladura vertical del viento significativa es necesaria para el desarrollo de convección organizada (WEISMAN AND KLEMP, 1982).

En esa organización de la convección es muy importante el papel del frente de racha y del embolsamiento frío en superficie de origen convectivo. Este, que tiene su origen en la corriente descendente y cuya intensidad está fundamentalmente relacionada con la presencia de precipitación y de evaporación, como se apuntó en el epígrafe anterior, se extiende en todas direcciones y su borde de ataque es conocido como frente de racha. La intensidad del frente de racha resultante está relacionada con la velocidad de propagación del embolsamiento frío que, a su vez, depende de la profundidad del propio embolsamiento y de la diferencia de temperatura existente entre el aire del embolsamiento y el del entorno.

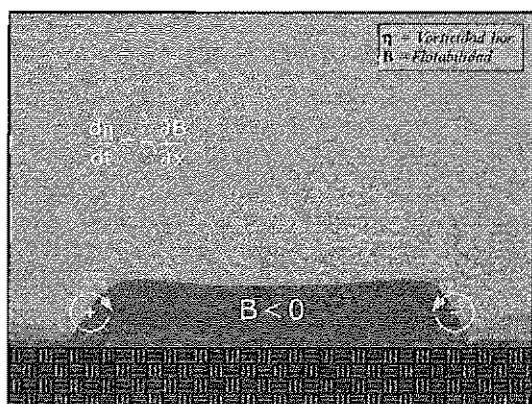


Figura 1.2.5. Circulaciones asociadas al frente de racha.

Al embolsamiento frío también contribuye, además del aire de niveles medios que constituye la corriente descendente, la evaporación de la lluvia dentro de la capa de aire en contacto con la superficie.

Desde el punto de vista de los efectos que produce, el embolsamiento frío de origen convectivo puede ser caracterizado y descrito por las circulaciones asociadas en su borde exterior, es decir, por las circulaciones asociadas al frente de racha. Estas circulaciones son resultado, en última instancia, de la existencia de gradientes horizontales de flotabilidad a través del frente de racha. En la Fig. 1.2.5 puede verse como las circulaciones presentan vorticidad horizontal de distinto signo en los bordes de ataque izquierdo y derecho del frente de racha.

La circulación en el borde de ataque tiende a empujar el aire frío hacia afuera del embolsamiento frío y a elevar el aire cálido por delante del frente de racha. Esta misma circulación provoca que el ascenso del aire cálido no sea muy profundo, ya que este tiende a ser devuelto a la superficie por detrás del frente de racha. Solo cuando el nivel de condensación se encuentre bajo podrá el frente de racha, por sí mismo, dar lugar a nuevas células.

Por otro lado, la presencia de cizalladura vertical del viento en las capas bajas de la atmósfera está relacionada con la existencia de vorticidad horizontal. En el caso de existir un incremento de la velocidad del viento del oeste con la altura, por ejemplo, aparecerá una componente de vorticidad horizontal positiva en el entorno (tomando como referencia los signos de la Fig. 1.2.5).

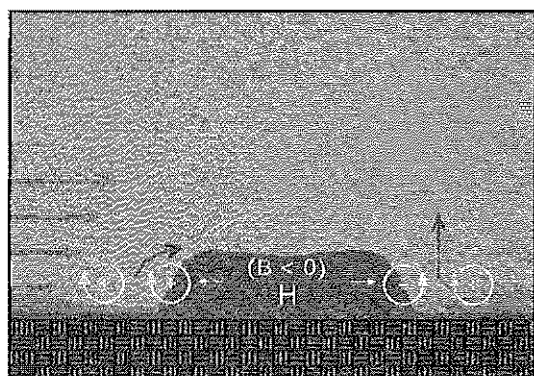


Figura 1.2.6. Interacción entre la circulación asociada al frente de racha y la asociada a la cizalladura vertical del viento.

Entonces, si la cizalladura es lo suficientemente fuerte como para que la magnitud de la vorticidad asociada al frente de racha sea similar a la asociada con la cizalladura vertical, se producirá un acoplamiento entre la vorticidad negativa del frente de racha y la vorticidad positiva de la cizalladura, provocando en el aire cálido que se ve forzado a ascender por delante del frente de racha un ascenso más vigoroso (Fig. 1.2.6).

Corriente arriba de la cizalladura, en la parte izquierda de la Fig. 1.2.6, la vorticidad en el entorno es del mismo signo que la asociada al frente de racha, haciendo que el aire que tiende a elevarse sea empujado rápidamente corriente abajo de la cizalladura, para posteriormente descender hacia la superficie dentro del embolsamiento frío. Sin embargo, corriente abajo de la



cizalladura, a la derecha de la Fig. I.2.6, las dos vorticidades tienen distinto signo y el efecto de la adición de las dos circulaciones es intensificar el ascenso, haciendo que este tenga lugar sobre una mayor profundidad.

De esta manera, la mayor elevación del aire ambiente ocurrirá cuando la vorticidad horizontal asociada con el frente de racha sea similar en magnitud pero en sentido opuesto a la asociada con la cizalladura del viento en niveles bajos de la atmósfera. Bajo estas condiciones la posibilidad de desarrollo de estructuras multicelulares corriente abajo de la cizalladura aumentará (ROTUNNO ET AL., 1988).

A continuación, en la Fig. I.2.7, se muestran tres simulaciones numéricas en las cuales el embolsamiento frío se extiende en niveles bajos para tres perfiles de cizalladura vertical del viento diferentes. Los vientos están obtenidos en un marco de referencia que se mueve hacia la derecha con la velocidad del frente de racha (20 m/s).

Si la cizalladura es débil en relación con el movimiento del frente de racha, Fig. I.2.7a el aire es elevado durante un corto período de tiempo cuando es forzado por el frente de racha, existiendo poca posibilidad de que se desarrollen nuevas células. Desde el punto de vista de la vorticidad horizontal, la asociada al embolsamiento frío domina la circulación del aire, que asciende en el lado delantero del frente de racha y desciende por detrás.

Si existe un balance entre las dos contribuciones (frente de racha y cizalladura ambiental), Fig. I.2.7b, el aire forzado a ascender se eleva de forma más vigorosa y durante más tiempo, pudiendo alcanzar el nivel de convección libre. En este caso existe un balance entre la vorticidad horizontal asociada al frente de racha y la vorticidad de signo opuesto asociada a la cizalladura, lo que da lugar a una corriente ascendente más vertical y profunda.

Por último, Fig. I.2.7c, si predomina la cizalladura, el aire forzado a ascender tiende enseguida a inclinarse corriente abajo de la cizalladura, siendo el ascenso menos marcado que en el caso anterior. La vorticidad horizontal asociada a la cizalladura es dominante en este caso.

Aunque desde el punto de vista operativo es prácticamente imposible conocer con antelación cuál será la intensidad y velocidad del posible frente de racha, el aspecto importante a tener en cuenta en entornos operativos es que la presencia de cizalladura significativa en niveles bajos creará las condiciones adecuadas para el desarrollo de nuevas células convectivas

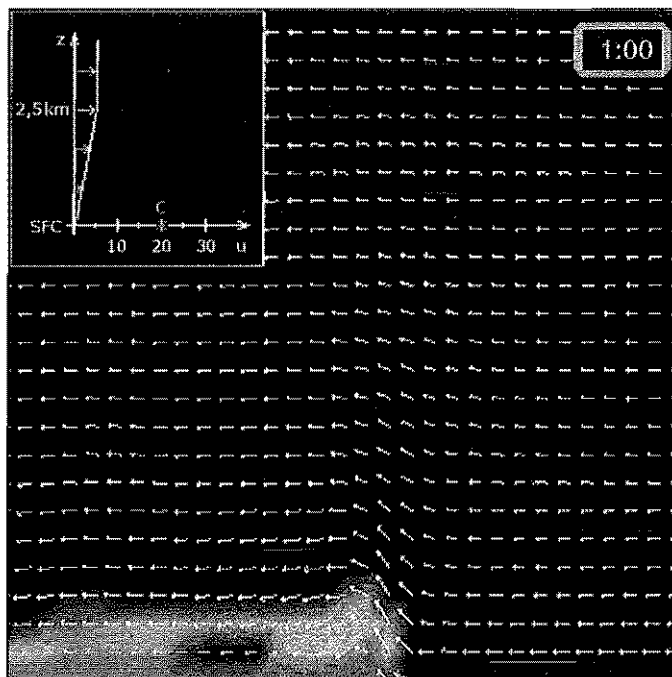


Figura I.2.7a. Interacción frente de racha-cizalladura vertical: predominio de la circulación asociada al frente de racha.

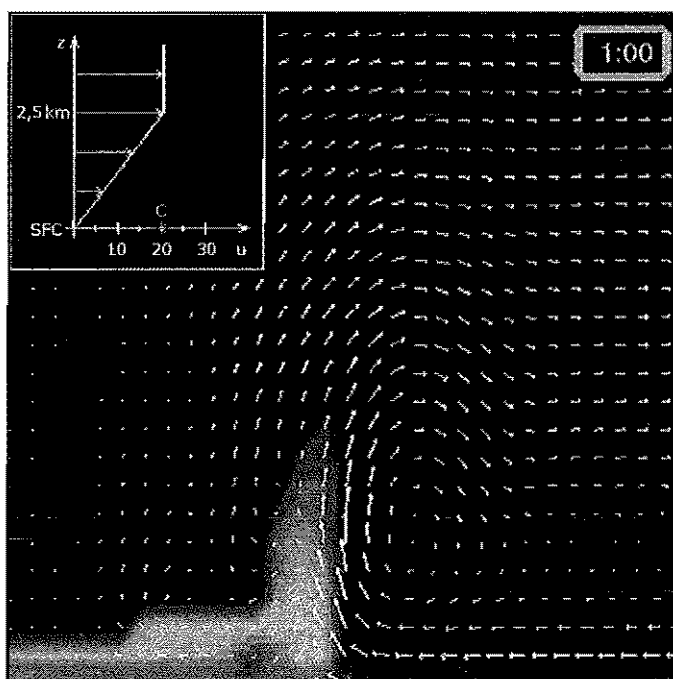


Figura I.2.7b. Interacción frente de racha-cizalladura vertical: balance entre las circulaciones asociadas.

a lo largo del frente de racha. Este aspecto es fácilmente observable en muchas situaciones de convección intensa que ocurren en el Mediterráneo, cerca de la Península. En ellas, la alimentación suele ser del E ó SE y el viento gira con la altura según las agujas del reloj, de manera que aproximadamente en 700 mb el flujo suele ser ya de componente SW. En estas condiciones los nuevos desarrollos convectivos aparecen corriente abajo de la cizalladura. Sobre la Península las situaciones suelen ser bastante más complejas, ya que el papel de la orografía se convierte en fundamental.

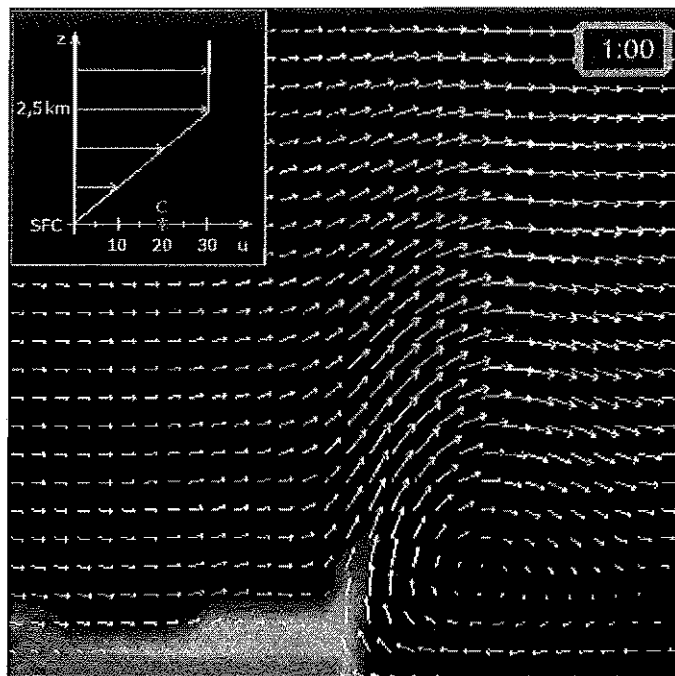


Figura 1.2.7c. Interacción frente de racha-cizalladura vertical; predominio de la circulación asociada a la cizalladura.

### 1.2.5. Interacción de la corriente ascendente con la cizalladura

#### Inclinación de la corriente ascendente

El efecto más inmediato de la influencia de un entorno con cizalladura vertical del viento sobre la corriente ascendente es la inclinación de esta corriente en la dirección de la cizalladura vertical.

Cuando la cizalladura es fuerte o muy fuerte tiene un efecto inicial que tiende a destruir la corriente ascendente en desarrollo; este efecto es todavía más acusado cuando la corriente ascendente es débil. La razón está en que la cizalladura vertical elimina energía de la corriente ascendente, ya que parte del momento vertical de la corriente ascendente se transforma en momento horizontal en entornos con cizalladura.

Conforme el flujo ambiental es parcialmente bloqueado por la columna de la corriente ascendente se desarrollan altas presiones relativas corriente arriba de la cizalladura y bajas presiones relativas corriente abajo, siendo este gradiente de presión horizontal el que provoca la inclinación de la corriente ascendente en la dirección de la cizalladura (Fig. 1.2.8).

La inclinación de la corriente ascendente tiene como efecto la distribución de la precipitación corriente abajo de la corriente ascendente.

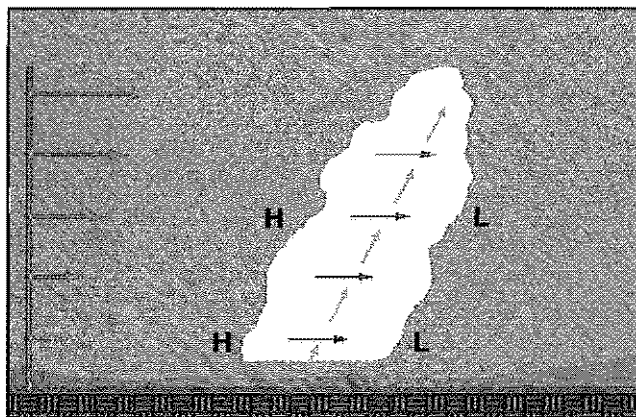


Figura 1.2.8. Inclinación de la corriente ascendente en un entorno con cizalladura.

## Generación de rotación en la corriente ascendente

El impacto más significativo de la cizalladura vertical del viento sobre la corriente ascendente es la generación de rotación en niveles medios (ROTUNNO AND KLEMP, 1982, 1985), la cual, si los valores de la cizalladura son los adecuados, puede conducir a una corriente ascendente en rotación de manera sostenida, que es la característica fundamental de las tormentas supercelulares.

Con objeto de comprender mejor cómo se genera esa rotación, es preciso recordar antes la relación entre cizalladura vertical del viento y vorticidad horizontal. El punto fundamental a tener en cuenta es que la componente horizontal del vector vorticidad es debida, principalmente, a cambios en la vertical del viento horizontal, esto es, a la cizalladura vertical del viento. El vector vorticidad horizontal, tal como puede verse en la Fig. 1.2.9, es perpendicular al vector cizalladura del viento.

Por supuesto, la magnitud de la vorticidad horizontal está directamente relacionada con la intensidad de la cizalladura vertical del viento. La línea que se obtiene uniendo los vectores cizalladura horizontal es conocida como línea de vórtice. En ausencia de procesos de mezcla o de nuevas fuentes de vorticidad se pueden seguir los cambios de vorticidad si se tiene en cuenta cómo son deformadas las líneas de vórtice por el flujo.

### Entornos con cizalladura vertical unidireccional

Supongamos un entorno con cizalladura unidireccional del viento en el que se desarrolla una tormenta. En los estados iniciales la corriente ascendente actuará transformando la vorticidad horizontal existente en vorticidad vertical y dando lugar a dos vórtices a los lados de la corriente ascendente: uno que gira ciclónicamente a la derecha del vector cizalladura y otro que gira anticiclónicamente a la izquierda (Fig. 1.2.10).

Cuando comienza a caer la precipitación, la línea de vórtice es empujada hacia abajo por la corriente descendente, dando lugar a otro par de vórtices con signos opuestos a los del par inicial (Fig. 1.2.11).

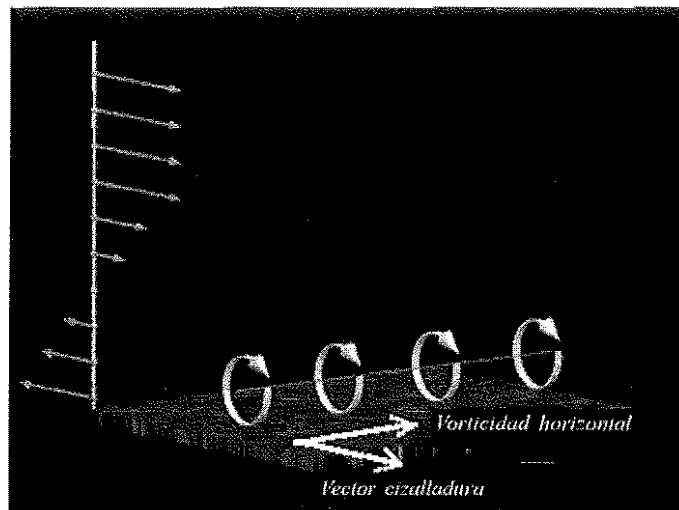


Figura 1.2.9. Vector cizalladura vertical del viento y vorticidad horizontal.

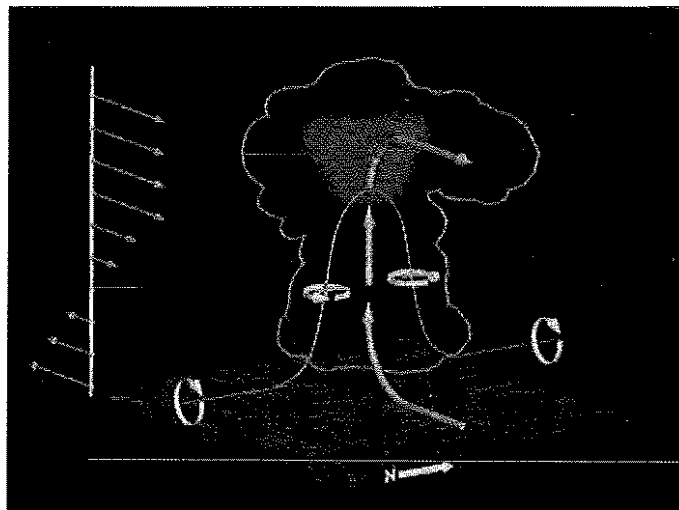


Figura 1.2.10. Generación de rotación en la corriente ascendente en un entorno con cizalladura unidireccional; desarrollo de vórtices a ambos lados de la corriente ascendente.

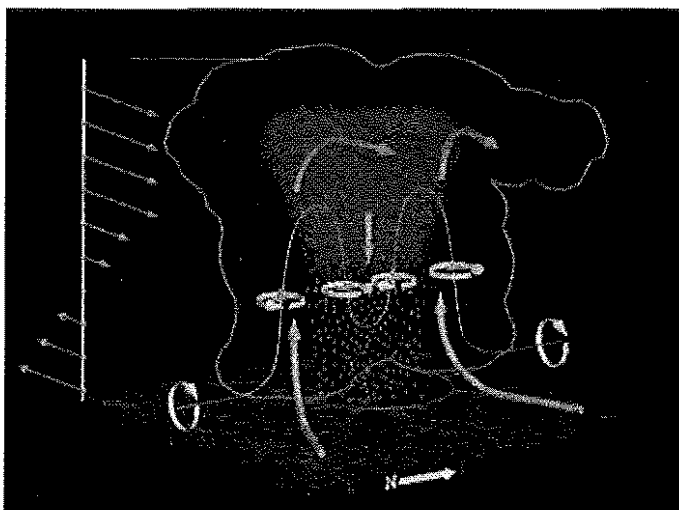


Figura 1.2.11. Generación de rotación en la corriente descendente en un entorno con cizalladura unidireccional; desarrollo de otro par de vórtices asociados a la corriente descendente.

Una vez desarrollados, todos los vórtices estarán sujetos a diferentes procesos de estiramiento (*stretching*) que realzarán o debilitarán la vorticidad asociada a los mismos, dando lugar a campos de flujo que pueden llegar a ser muy complejos en diferentes condiciones.

Lo más importante, desde el punto de vista de la predicción, es que estos procesos que hemos visto actúan inicialmente, con mayor o menor intensidad, en todas las tormentas que se desarrollan en entornos con cizalladura. Si la cizalladura es débil los vórtices también serán débiles o de corta vida y tendrán poco impacto en la evolución de la tormenta. Sin embargo, si la cizalladura es fuerte, los vórtices generados por la corriente ascendente pueden tener un impacto muy importante en la evolución de la tormenta.

La razón última de ese impacto hay que buscarla en las perturbaciones de presión no lineales asociadas con el flujo en rotación. Para pequeñas escalas, como las asociadas a las tormentas, la rotación (sin importar qué sentido tenga, si es ciclónica o anticiclónica) está siempre asociada con una perturbación de presión negativa en el centro de rotación. Desde el punto de vista matemático, la perturbación de

presión es proporcional y de signo opuesto al cuadrado de la perturbación de vorticidad. Como la rotación es mayor en niveles medios, el déficit de presión es también mayor en esos niveles, dando lugar a la aparición de un gradiente de presión dirigido hacia arriba por debajo del nivel donde los vórtices son más intensos.

Combinando el efecto de las perturbaciones dinámicas de presión con los procesos que dan lugar a la generación de los vórtices en niveles medios se puede ver que, si la cizalladura en niveles bajos es suficientemente fuerte, el gradiente de presión vertical será bastante grande como para dar lugar a nuevas corrientes ascendentes a los lados de la corriente ascendente original. Como las nuevas corrientes ascendentes se generan en regiones con rotación ciclónica y anticiclónica, ellas también rotarán en el mismo sentido (Fig. I.2.12).

Al mismo tiempo que se generan las nuevas corrientes ascendentes, la precipitación (al arrastrar hacia abajo la línea de vórtice) da lugar a una pareja de vórtices adicionales que también llevan asociados sus mínimos de presión. Sin embargo, estos vórtices no llevan asociada ninguna nueva corriente ascendente ya que en ellos el efecto de la flotabilidad negativa contrarresta el gradiente de presión vertical.

La inclinación de vorticidad horizontal en la vertical continuará dando lugar a rotación en los flancos exteriores de las nuevas corrientes ascendentes, haciendo que la corriente ascendente se vaya propagando de forma continua y alejándose de la corriente ascendente original. El proceso continúa de esta manera, propagándose la corriente ascendente que rota ciclónicamente a la derecha del vector cizalladura

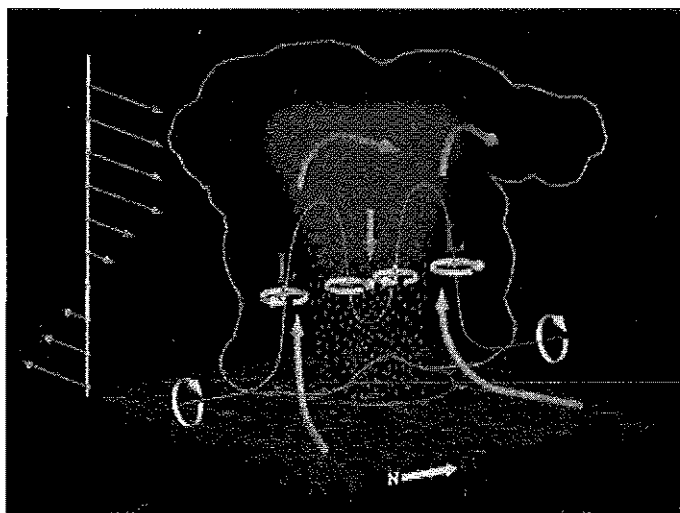


Figura I.2.12. Generación de rotación en la corriente ascendente en un entorno con cizalladura unidireccional: intensificación de las corrientes ascendentes debido a las perturbaciones de presión asociadas a los vórtices situados a ambos lados de la corriente ascendente original.

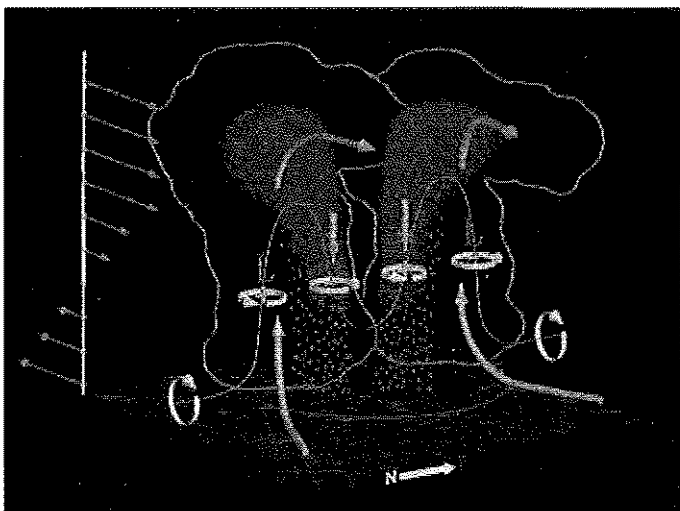


Figura I.2.13. Generación de rotación en la corriente ascendente en un entorno con cizalladura unidireccional: desarrollo de dos células independientes moviéndose a la izquierda y a la derecha de la célula original.

media vertical del viento y la que rota anticiclónicamente a la izquierda. Finalmente, la célula inicial acaba dividida en dos células independientes (Fig. I.2.13). En este caso, con cizalladura vertical unidireccional, los procesos dinámicos no favorecen el crecimiento especial de ninguna de las dos nuevas células, que se desarrollan como imágenes especulares una de la otra.

Es muy importante no olvidar que los procesos dinámicos que dan lugar a la rotación de la corriente ascendente y a una propagación diferente de la del viento medio ocurren siempre en relación con el vector cizalladura vertical media del viento y no en relación con el viento medio ambiental. Es por esta razón por la que la hodógrafa es una herramienta fundamental en la predicción del posible movimiento de las tormentas que pueden aparecer en un entorno dado (véase *Uso de la hodógrafa* en el capítulo de *Análisis de sondeos*).

### **Entornos con cizalladura vertical que cambia de dirección con la altura**

Cuando la cizalladura vertical cambia de dirección con la altura, además de entrar en juego los mismos procesos que se acaban de analizar para el caso de cizalladura unidireccional (inclinación de vorticidad horizontal en la vertical y perturbaciones dinámicas de presión), existe un factor adicional que hace que el crecimiento de una de las nuevas células se vea favorecido con respecto al otro: la generación de un gradiente horizontal de presión a través de la corriente ascendente.

Tal y como se apuntó al tratar de la inclinación de la corriente ascendente, el efecto de bloqueo que ejerce la corriente ascendente sobre el flujo ambiental es el origen de ese gradiente horizontal de presión, con altas presiones relativas corriente arriba de la cizalladura y bajas presiones relativas corriente abajo.

En el caso de cizalladura unidireccional, sin cambio de dirección a diferentes niveles, este efecto no se tuvo en cuenta ya que las altas y bajas asociadas están verticalmente alineadas, sin dar lugar a efectos adicionales debidos a la presión.

Sin embargo, cuando la dirección de la cizalladura cambia con la altura, la posición de las perturbaciones relativas de presión (con origen en el bloqueo del flujo ambiental) también lo hace, creando un gradiente de presión dirigido hacia arriba en un flanco de la corriente ascendente original, tal y como puede observarse en la Fig. I.2.14.

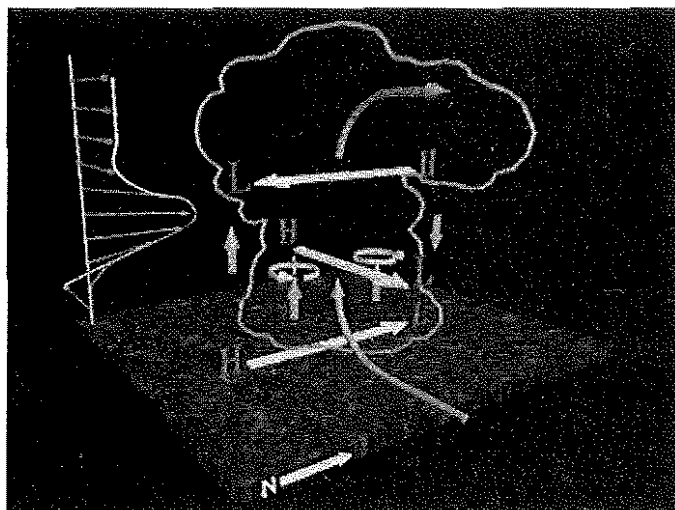


Figura I.2.14. Desarrollo de una corriente ascendente en un flanco (en este caso, el flanco sur) de la corriente ascendente original debido a las perturbaciones de presión asociadas con una cizalladura vertical que cambia de dirección con la altura.

En este caso, con un flujo del E en niveles bajos que va girando e intensificándose con la altura hacia el S y después se debilita mientras gira hacia el W, el gradiente de presión adicional hacia arriba se localiza en las cercanías del vórtice ciclónico de niveles medios. El efecto neto ayuda a crear un forzamiento dinámico realzado en el flanco derecho de la tormenta original (parte izquierda de la figura). Por el contrario, en el flanco izquierdo de la tormenta, el efecto es disminuir la intensidad de la corriente ascendente.

De esta forma, cuando la cizalladura vertical del viento presenta un giro con la altura según las agujas del reloj (ejemplo anterior), de las dos células en las que se divide la célula convectiva original, la célula ciclónica que se mueve a la derecha es la que predomina debido al forzamiento dinámico existente en el flanco derecho. Como se verá posteriormente en el capítulo II.1, en estas situaciones la hodógrafa presenta también un giro según las agujas del reloj.

Por el contrario, cuando el giro con la altura de la cizalladura es en contra de las agujas del reloj, la célula que se ve favorecida por el forzamiento dinámico adicional es la célula anticiclónica que se mueve a la izquierda. Estas situaciones, en las cuales también la hodógrafa presenta un giro contrario a las agujas del reloj, son menos frecuentes en el hemisferio N, en el que predominan desde el punto de vista climatológico las células ciclónicas que se mueven a la derecha.

## 1.2.6. Resumen

---

### ***Procesos relacionados con la flotabilidad***

- Cuando la cizalladura vertical del viento es débil, la flotabilidad ejerce el control fundamental sobre la convección.
- Las contribuciones positivas a la flotabilidad provienen de la diferencia de temperatura potencial entre la burbuja y el entorno y del contenido de vapor de agua de la burbuja.
- Los diagramas termodinámicos son fundamentales para estimar la distribución vertical de flotabilidad y de humedad, que juegan un importante papel en la intensificación de las corrientes ascendentes y descendentes.
- La intensidad de la corriente descendente depende de la cantidad de precipitación y de los procesos de evaporación. En general, la presencia de aire seco en niveles medios intensifica la corriente descendente.

### ***Interacción de la cizalladura con el frente de racha***

- La cizalladura vertical del viento es necesaria para el desarrollo de convección organizada de larga vida.
- La elevación del aire provocada en el borde de ataque del embolsamiento frío de origen convectivo (frente de racha) suele ser insuficiente, por sí misma, para hacer que las burbujas alcancen el nivel de convección libre.
- Cuando la cizalladura vertical del viento en niveles bajos es significativa, comparable al movimiento del frente de racha, el desarrollo de nuevas células convectivas se ve favorecido en el lado corriente abajo de la cizalladura.
- En latitudes medias, en promedio, valores de cizalladura de 10-20 m/s en los primeros 2-3 km por encima del suelo suelen ser suficientes para el desarrollo de nuevas células a lo largo de la parte del frente de racha situada corriente abajo de la cizalladura.

### ***Inclinación de la corriente ascendente***

- La cizalladura vertical del viento provoca la inclinación de la corriente ascendente.
- Si la cizalladura es fuerte tiende en principio a destruir la corriente ascendente, sobre todo cuando esta es débil.
- La inclinación de la corriente ascendente es consecuencia del desarrollo de un gradiente horizontal de presión a través de la corriente ascendente, resultado del bloqueo que esta última provoca en el flujo ambiente.
- La corriente ascendente se inclina en la dirección de la cizalladura vertical.

### ***Entornos con cizalladura vertical unidireccional***

- Una corriente ascendente que se desarrolla en un entorno con cizalladura, transforma vorticidad horizontal en vorticidad vertical, dando lugar a una pareja de vórtices en niveles medios, uno girando ciclónicamente y otro anticiclónicamente.
- Si la cizalladura es débil los vórtices son poco intensos y/o de corta duración. Cuando la cizalladura es fuerte, los vórtices generados por la corriente ascendente pueden tener un impacto muy importante en la evolución de la tormenta.
- Los dos vórtices de pequeña escala (escala de la tormenta) están asociados con perturbaciones dinámicas de presión negativas, sin importar el sentido de giro de los mismos.
- Con cizalladura unidireccional significativa, las perturbaciones dinámicas de presión contribuyen al desarrollo de las corrientes ascendentes que rotan ciclónica y anticiclónicamente, en los flancos derecho e izquierdo de la corriente ascendente original (derecha e izquierda en relación con el vector cizalladura del viento).
- El proceso de intensificación de las corrientes ascendentes en los flancos de la corriente original conduce al desarrollo de dos células convectivas simétricas, imagen especular una de la otra, que se propagan a la derecha (la ciclónica) y a la izquierda (la anticiclónica) del vector cizalladura media.

***Entornos con cizalladura vertical que cambia de dirección con la altura***

- En presencia de cizalladura del viento se desarrolla un gradiente de presión horizontal a través de la corriente ascendente, con la perturbación de presión positiva corriente arriba de la cizalladura y la perturbación de presión negativa corriente abajo.
- Cuando la cizalladura cambia de dirección con la altura, las perturbaciones asociadas a ese gradiente de presión horizontal se añaden a las asociadas con los vórtices de niveles medios, favoreciendo el crecimiento de una de las corrientes ascendentes a los lados de la tormenta original.
- Si la cizalladura gira con la altura en el sentido de las agujas del reloj, la célula ciclónica que se propaga a la derecha (en relación con la cizalladura vertical media del viento) es la que se ve favorecida.
- En el caso contrario (climatológicamente menos probable en latitudes medias), cuando la cizalladura gira con la altura en sentido contrario a las agujas del reloj, es la célula anticiclónica que se propaga hacia la izquierda la que predomina.

---

***Nota:***

La fuente de las figuras I.2.2, I.2.3, I.2.5, I.2.6, I.2.7, I.2.8, I.2.9, I.2.10, I.2.11, I.2.12, I.2.13 y I.2.14 es el *Cooperative Program for Operational Meteorology, Education and Training (COMET)* de la *University Corporation for Atmospheric Research*. Copyright © 1999 *University Corporation for Atmospheric Research*. Todos los derechos reservados.

## **I.3. MOVIMIENTO DE LAS CÉLULAS TORMENTOSAS: SISTEMAS CUASISTACIONARIOS**

---

### **I.3.1. El movimiento de las tormentas en relación con su entorno**

---

Entendemos como movimiento de una tormenta, desde el punto de vista radar, al desplazamiento asociado de su estructura de ecos y referidos a un nivel determinado. Si estudiamos la evolución de los ecos convectivos a un nivel constante dado (CAPPI) tendremos el desplazamiento referido a dicho nivel. Si lo hacemos con el PPI deberemos tener en cuenta la sobreelevación del haz del radar con la distancia en condiciones normales: a mayor distancia, mayor es la altura del eco analizado. Estructuras convectivas identificadas tridimensionalmente, 3D, deben ser seguidas según su centro de masa proyectado en el plano XY.

Un concepto fundamental es que una tormenta no es un cuerpo sólido embebido en el flujo aéreo y, por lo tanto, no solo se traslada o advecta pasivamente por dicho flujo sino que interacciona con él llegando a ser un elemento atmosférico que autocondiciona su propio movimiento, tanto más cuanto mayor sea su grado de organización e interacción con el medio circundante. Los sistemas convectivos son estructuras formadas por otras de menor tamaño (células) que se desarrollan, maduran y mueren confiriendo una componente más al desplazamiento global del sistema: la propagación. La propagación de la célula y su contribución al movimiento del sistema convectivo es, pues, el resultado de la interacción de la propia célula con su entorno.

Recuerde que:

- Las tormentas no son estructuras pasivas en el flujo aéreo donde están embebidas
- **DESPLAZAMIENTO = TRASLACIÓN + PROPAGACIÓN**
- Las más intensas y organizadas pueden autocondicionar su propio movimiento

Una vez más tenemos casos extremos en la atmósfera respecto al movimiento según el peso de la traslación y propagación en la componente del movimiento total:

- **Predominio de la traslación.** Los chubascos convectivos posfrontales no organizados tienen una fuerte componente sinóptica en su movimiento y su desplazamiento es controlado por el viento medio de la capa donde se desarrollan. En la mayoría de los casos, estos no son capaces de automodificar el movimiento que le impone el marco sinóptico.
- **Predominio de la propagación.** En el extremo opuesto están las estructuras convectivas que se pueden mover incluso de forma opuesta al flujo rector advectivo. En estos casos la componente de propagación supera en intensidad al flujo medio.

#### **Traslación: factores sinópticos**

La traslación advecta a una célula ya formada según el viento medio del estrato donde se desarrolla. En una primera aproximación el movimiento de traslación de una célula podría estar asociado al:

- Viento medio donde se desarrolla la nube convectiva
- Viento medio de la capa superficie-6 km ó superficie-500 mb
- El viento en 700 mb
- Otras aproximaciones



En la mayoría de los casos tomar una de estas opciones puede resultar relativamente bueno para estimar el desplazamiento celular, sobre todo las dos primeras para el caso de convección profunda. De las observaciones realizadas sobre el desplazamiento de las tormentas y su relación con el viento rector se tiene que la componente sinóptica juega un papel dominante en la traslación de las células formadas.

El papel del entorno sinóptico no queda reducido a la mera traslación de la tormenta sino que, además, repercute directamente en la generación de estructuras térmicas y de humedad, cinemáticas (chorro en bajos niveles), etc. a nivel subsinóptico en capas bajas. La configuración de estas estructuras tendrá un papel importantísimo en la propagación celular.

## **Propagación forzada y autopropagación: factores subsinópticos**

### ***Propagación: factores subsinópticos***

Los factores que controlan la propagación de la tormenta están asociados a la generación de nuevas células. No son tan fáciles de predecir o de tener en cuenta de antemano en las labores operativas ya que actúan a escalas subsinópticas: mesoescala y a nivel de la tormenta.

### ***Propagación forzada***

En el primer caso, factores mesoescalares tales como fronteras de tipo térmico, orográficas, etc., y factores de tipo cinemático: chorro en bajos niveles, zonas de deformación, zonas de convergencia, etc., condicionan la propagación de las células. Estos mecanismos son externos a la tormenta, pudiendo estar más o menos modulados por la componente sinóptica. Son los causantes de la componente llamada "propagación forzada". El conocimiento y comportamiento de tipo climatológico que a nivel local se posea sobre dónde se mueven las tormentas puede ser una herramienta parcialmente útil en las labores de vigilancia y predicción a muy corto plazo. Un análisis detallado de mesoescala nos daría alguna de las pistas de la componente de propagación forzada.

### ***Autopropagación***

Quizás la componente más importante de la propagación pueda provenir de la propia célula que se está desarrollando y que genera alteraciones a nivel de la tormenta: gradientes horizontales/verticales de presión, ondas gravitatorias, etc., y, sobre todo, microfrentes de rachas capaces de generar, a su vez, nueva convección o convección de segunda generación. A esta componente se le denomina de "autopropagación". La forma de interactuar este micro frente de racha (factor propio de la tormenta) con otros elementos medioambientales (sinópticos y mesoescalares) condicionará la forma de propagarse el sistema convectivo a través de la generación de nuevas células.

No es de extrañar que para unas condiciones sinópticas y mesoescalares dadas unas tormentas se muevan según un patrón determinado de movimiento y otras posean durante (gran) parte de su ciclo de vida un comportamiento "anómalo" respecto al resto.

De cualquier forma podemos decir que la propagación global ocurre en la dirección donde se producen los desarrollos más intensos.

## **Resumen parcial**

La traslación de los núcleos convectivos puede ser predecible de antemano, a partir de salidas de modelos numéricos o radiosondeos reales/representativos. La propagación del sistema depende de factores que en muchas ocasiones son difíciles de predecir y evaluar en entornos operativos. Estos factores hacen que, aun existiendo una dirección rectora en el movimiento advectivo de las tormentas (traslación), exista un amplio abanico de posibilidades y formas de propagarse las tormentas que den como resultado desplazamientos diferentes para unas mismas condiciones sinópticas y mesoescalares ya que la propia tormenta puede influir en su propio desplazamiento.

Mayores detalles sobre propagación, movimiento y teorías de la convección se puede encontrar en el Capítulo 9, apartado 6, de *Theories of storm movement and propagation*, de COTTON AND ANTHES (1989).

### **Resumen del movimiento de los sistemas convectivos**

*Componentes del desplazamiento:*

TRASLACIÓN + PROPAGACIÓN FORZADA + AUTOPROPAGACIÓN

*Factores que influyen:*

SINÓPTICO	+	MESOESCALAR	+	TORMENTA
Predecible		Parcialmente predecible		Muy difícilmente predecible

*Rango de tipos de movimiento:*

PREDECIBLES <----- POCO PREDECIBLES

Como regla general podemos decir que:

- La advección/traslación domina en el movimiento de la tormenta cuando los vientos son muy intensos en una capa relativamente profunda de la atmósfera donde se desarrolla la tormenta. Sus desplazamientos son algo predecibles.
- La propagación tiene más peso cuando los vientos troposféricos medios-altos son más débiles. La predictibilidad del movimiento celular resulta más compleja.

Las técnicas empleadas para estudiar el movimiento de las tormentas deberán ser capaces de seguir estructuras a nivel celular (necesidad de definición de lo que se entiende por célula convectiva). Si además poseemos información del viento rector que actúa a nivel sinóptico tendremos, mediante una resta simple, una idea de la propagación del sistema.

### **I.3.2. Tipos de movimiento de los sistemas convectivos y duración relativa de un fenómeno en superficie**

---

Analizar y predecir el movimiento de las células convectivas en entornos operativos tiene varios fines:

- Saber qué zonas va a barrer una célula intensa en la(s) próxima(s) hora(s)
- Duración relativa del fenómeno en cuestión respecto a un punto en superficie
- Alertarnos de aquellas que se mueven de forma anómala
- De las cuasiestacionarias
- Como indicación indirecta de que algún mecanismo está actuando a escala subsinóptica

Si tomamos el viento medio o rector como elemento de referencia, las células convectivas aisladas o embebidas en un sistema convectivo mayor se pueden dividir según su propagación y su impacto en el desplazamiento global del sistema en:

- Sistemas con propagación hacia "adelante"
- Sistemas "retrógrados"
- Sistemas cuasiestacionarios y efecto "tren convectivo"

#### **Sistemas que se propagan hacia "adelante"**

Son aquellos en los que las células que se regeneran lo hacen en un flanco corriente abajo a la dirección del flujo rector. Su impacto sobre los fenómenos que puede generar en superficie es menor que los siguientes que vamos a analizar pero no quita que alguna de las células que lo compone pueda generar muy localmente precipitaciones intensas u otro tipo de fenomenología de muy corta duración.

Más información sobre este apartado y sus conclusiones se puede ver en el módulo TEMPOWEB sobre SCM: *Sistemas Convectivos de Mesoescala: consideraciones sobre su movimiento.*

#### **Sistemas "retrógrados": movimiento anómalo**

Son aquellos en los que las nuevas células que se forman lo hacen corriente arriba del flujo rector, o sea, en el borde delantero de ataque de donde viene el viento o flujo aéreo. Como las células ya

formadas se desplazan según este flujo y las nuevas lo hacen en sentido contrario, el sistema que conforma la unidad convectiva exhibe un efecto global parecido al de una estructura estacionaria o incluso moviéndose, a veces, contra la corriente. Estas estructuras son las que pueden generar lluvias intensas de larga duración y, por lo tanto, inundaciones locales u otros fenómenos significativos por su persistencia.

El movimiento retrógrado puro o contracorriente de un sistema constituye un caso extremo. Lo normal es que las células convectivas se muevan de forma diferente al flujo medio o rector, desviándose/ propagándose hacia la derecha o izquierda de dicha dirección.

Cuando una célula se desvía, en dirección e intensidad, de lo marcado por el flujo rector diremos que su movimiento es anómalo. El concepto de movimiento celular anómalo tiene otra acepción: dado un conjunto de células que posee un determinado movimiento diremos que existe una célula que se desplaza de forma anómala cuando se desvía significativamente de sus congéneres. En este segundo caso no se tiene en cuenta el viento sinóptico medio.

Más información sobre este apartado y sus conclusiones se puede ver en el módulo TEMPOWEB sobre SCM: *Sistemas Convectivos de Mesoescala: consideraciones sobre el movimiento*.

### Sistemas cuasiestacionarios y efecto "tren convectivo"

Un caso especial, por su fuerte impacto en superficie y en lo referente al movimiento, es cuando un observador en tierra se ve afectado, casi de forma continuada, por células convectivas. Se pueden dar dos situaciones bien diferenciadas pero que al final repercuten de la misma manera en superficie:

- **Estructuras cuasiestacionarias:** los efectos de la propagación y traslación se cancelan generando estructuras que permanecen fijas en un mismo lugar.
- **Efecto "tren convectivo":** un lugar determinado en la superficie, O en la Figura I.3.1, se ve afectado por sucesivas y diferentes células convectivas que en sus trayectorias y fase de mayor actividad barren siempre el mismo lugar. Para un observador todo ocurre como si la estructura fuera estacionaria.

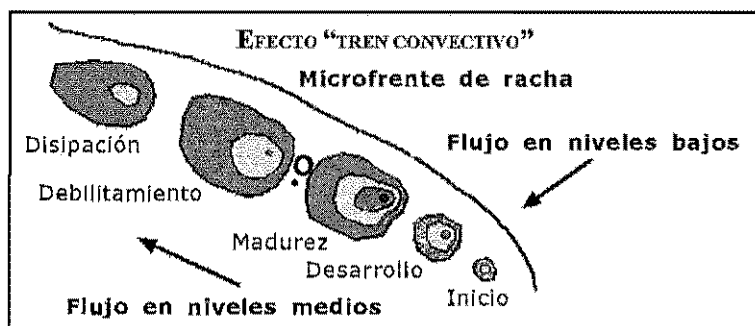


Figura I.3.1. Efecto "tren convectivo". Un observador, O, en superficie ve como sucesivas células convectivas le afectan de forma continua: todo ocurre como si tuviera un sistema cuasiestacionario precipitante. (Figura adaptada de C. DOSWELL).

### Duración de un fenómeno respecto al movimiento del sistema

La duración de un fenómeno determinado respecto a un punto en superficie dependerá de dos factores:

- Duración/extensión propia del sistema que lo genere. Por ejemplo, no produce el mismo efecto en superficie un sistema convectivo de mesoescala, SCM, que una tormenta unicelular.
- Movimiento relativo del sistema respecto al punto afectado en superficie.

Tomando como referencia una estructura radar con una zona de precipitación convectiva muy activa y otra zona de lluvia no convectiva tendremos diferentes situaciones en función de la mayor o menor perpendicularidad que posea el movimiento global del sistema con respecto a la orientación de las estructuras precipitantes, en especial las de origen convectivo. En la Fig. I.3.3 de DOSWELL ET AL. (1996) podemos apreciar estos hechos respecto al campo de precipitación medido en un punto de la superficie.

Para mayor detalle consúltese el apartado de movimiento de SCM y su relación con la duración de un fenómeno en superficie en el módulo TEMPOWEB correspondiente: *Sistemas Convectivos de Mesoescala: influencia del movimiento en la precipitación*.

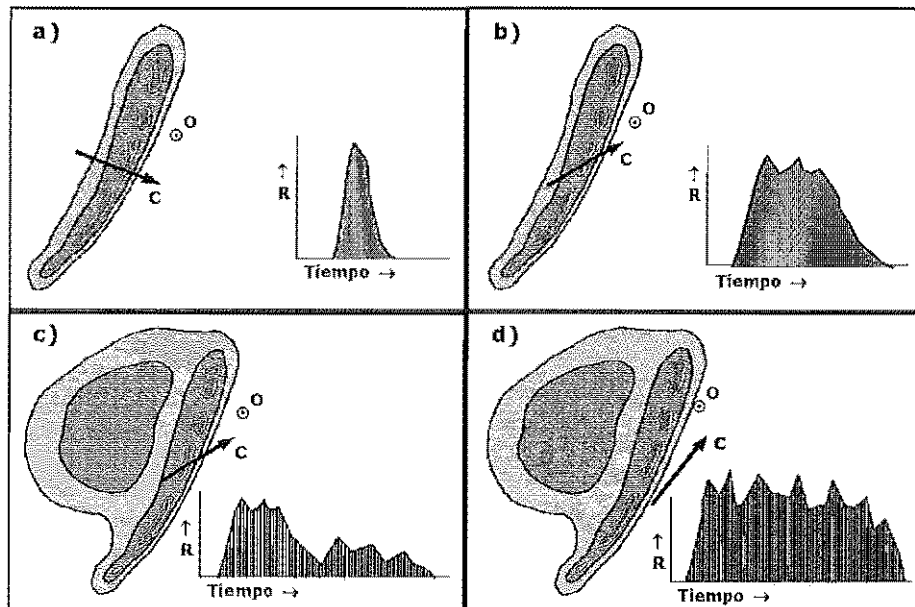
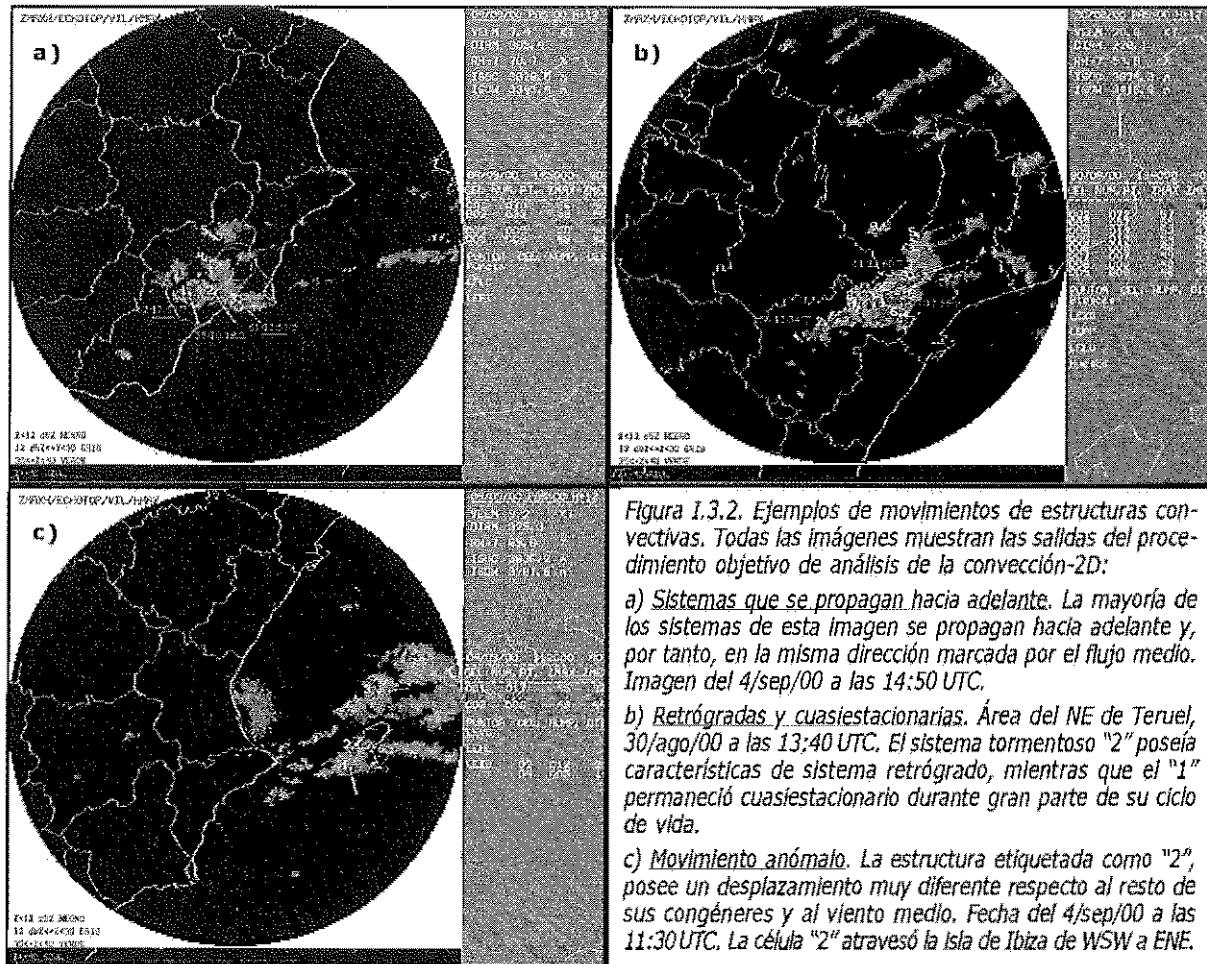


Figura 1.3.3. Influencia del movimiento y orientación de un sistema precipitante en relación con la lluvia registrada en superficie,  $R$ , por un observador en "O". La traza de la precipitación en superficie se hace más significativa a medida que el desplazamiento del sistema (vector negro) se hace más paralelo a la línea de precipitación convectiva. Casos a) y b) sin lluvia de tipo estratiforme, c) y d) con lluvia estratiforme. Las zonas coloreadas (o en gris) se corresponden con señales radar arbitrarias. (DOSWELL ET AL., 1996).

## Resumen parcial

Estructuras convectivas de tipo lineal (como aparecen normalmente en las imágenes radar) y organizadas cuya orientación sea paralela a su desplazamiento global tenderán a producir efectos en superficie de mayor importancia que si el movimiento del sistema fuera perpendicular a él.

### I.3.3. Técnicas de análisis y predicción del movimiento

Solo se van a revisar algunas de las técnicas que suelen usarse para estimar el movimiento de las células convectivas y que se emplean a nivel operativo.

Hay que tener en cuenta la escala espacial de la estructura convectiva a extrapolar: células pequeñas no organizadas cuyo ciclo de vida en el dato radar no superan los 30 min no deberían ser extrapoladas más allá de su propia escala temporal (decena de minutos). Incluso sistemas más organizados no lo deberían ser más allá de una o dos horas, a lo sumo.

Las técnicas de predicción van a depender de las características del sensor utilizado (resolución espacial y temporal, cobertura, etc.), de las estructuras a extrapolar, etc., así como del grado de precisión que deseemos. Pasemos a describir algunas técnicas.

#### Modelos numéricos y datos de radiosondeos

La utilización de datos de modelos numéricos y radiosondeos pasa, en la mayoría de los casos, por la obtención de viento medio o rector donde presumiblemente se va a formar o se ha formado la tormenta y, por tanto, derivar la componente advectiva. En estos casos se debe evaluar la representatividad ambiental del dato respecto a las tormentas que se han formado. Así, datos de sondeos alejados de la convección y con más de tres horas de diferencia no se deberían de considerar muy representativos.

La estimación del movimiento y la propagación de las tormentas han sido evaluadas, principalmente, para estructuras bien organizadas: SCM (véase el módulo TEMPOWEB *Sistemas Convectivos de Mesoescala: consideraciones sobre el movimiento*) y supercélulas severas (BUNKERS ET AL., 2000).

Otra utilización de estos datos pasa por ser el elemento de partida (*first guess*) de desplazamiento inicial a emplear por otras técnicas más sofisticadas. Modelos no hidrostáticos de mesoescala de muy alta resolución son capaces de predecir el desplazamiento de las tormentas una vez que se han inicializado con datos de teledetección (radar, perfiladores, satélite, ...) pero las primeras salidas están disponibles en torno a la hora de la toma de dichos datos.

#### Satélite: vectores desplazamientos a partir de objetos nubosos, técnicas de solapamiento de áreas y correlaciones cruzadas

Los datos de satélite (VIS, IR y WV) se han utilizado desde hace tiempo como estimadores de desplazamientos de estructuras nubosas ya que las nubes constituyen un buen ejemplo de trazadores. Cuando nos centramos sobre nubes convectivas las técnicas aplicadas parten de una estructura bien desarrollada y claramente discernible en los datos del IR.

La técnica de solapamientos de áreas: identificadas varias estructuras convectivas en dos instantes,  $t$  y  $t + dt$ , se asocian unas a otras en función del tanto por ciento del solapamiento entre las áreas asignadas a dos objetos convectivos. Los principios de la técnica se pueden apreciar en la Figura I.3.4. El prototipo actual de producto RDT (*Rapid Developing Thunderstorm*) para el futuro MSG (*Meteosat Second Generation*) aplica esta técnica.

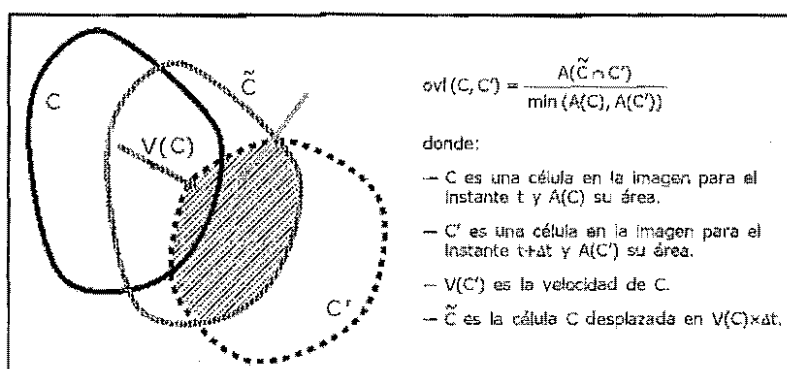


Figura I.3.4. Técnica de solapamiento de áreas aplicada al primer prototipo del RDT desarrollado por Météo-France, para la determinación del desplazamiento de sistemas convectivos.

Las técnicas de correlaciones cruzadas son aplicables a las imágenes de satélite y de radar. Estas no se centran estrictamente en los focos convectivos sino en amplias áreas nubosas o de ecos radar. La base del método radica en generar un conjunto de desplazamientos y determinar aquel que mejor "encaje" o ajuste entre las áreas o subáreas en dos instantes diferentes. Para ello se calcula el coeficiente de correlación cruzada para los desplazamientos posibles. El valor del máximo coeficiente llevará asociado el posible mejor desplazamiento. Estas técnicas son útiles para el seguimiento de estructuras amplias que se mueven de una forma uniforme y homogénea, y en menor medida para el seguimiento de focos convectivos. Normalmente la técnica de correlaciones cruzadas se puede aplicar a:

- Toda el área de datos satélite/radar y así obtener un único vector desplazamiento (ej., Módulo *Forecast* del centro regional radar del INM).
- Dividiendo el área total en ventanas o subáreas prefijadas de antemano (ej., Módulo *Forecast* del SIRAM: Imágenes compuestas RADAR, RADAR+SATÉLITE, RAINSAT, etc.).
- Ajustar las ventanas a zonas relativamente amplias con reflectividades singulares que puedan ser usadas como trazadores.

Las técnicas actuales disponibles en el INM y basadas en correlaciones cruzadas no descienden a asignar y estimar desplazamientos a nivel celular.

### Radar: técnica de correlaciones cruzadas y método de los centroides

Básicamente existen dos técnicas que se puede aplicar a los datos de radar: correlaciones cruzadas y método de centroides. Como vimos en el caso de datos de satélites, la primera trata de estimar un "campo de viento" donde se mueven unos ecos relativamente amplios de referencia sin focalizarse en sí mismo en el desplazamiento de ningún trazador en particular. La segunda se centra en las propiedades de las células convectivas como trazador puro. Las células a seguir deben de ser estructuras compactas y bien definidas (temporal y espacialmente). Por razones de tiempo de cálculo dichas estructuras se reducen a objetos fácilmente tratables: centroide ideal (objeto más propiedades). Los objetos son seguidos y asignados de una imagen a otra de forma lógica desde el punto de vista meteorológico. En este sentido la convección bien definida es ideal para aplicar el método de los centroides, Figura I.3.5a.

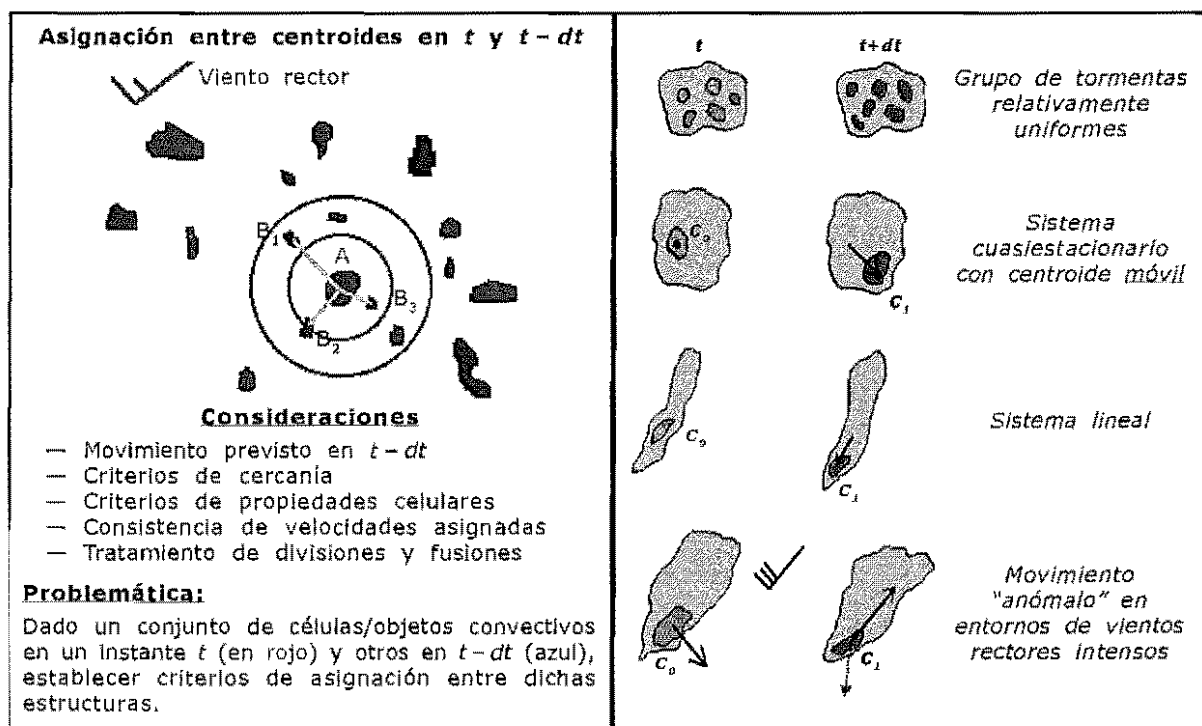


Figura I.3.5. Algunos fundamentos y limitaciones de la técnica de extrapolación por centroides. a) Fundamentos básicos de la técnica. b) Limitaciones prácticas detectadas en la campaña experimental de 2000.

Los pasos fundamentales a considerar son:

1. Criterios para la identificación objetiva de las células (bi o tridimensionalmente, 2D ó 3D, respectivamente).
2. Criterios y proceso de asignación de una célula, del instante  $t$ , con otra del instante  $t + dt$ , teniendo en cuenta unos criterios meteorológicos de asignación, que entre otros tenemos:
  - Conocer su posición y extrapolación, en  $t - dt$ , o "first guess" a partir del modelo numérico.
  - Criterios de cercanía entre células (hasta dónde se pueden considerar que dos células están cercanas).
  - Propiedades de asignación entre células: células "grandes" se asociarán con células grandes, células "pequeñas" no son consideradas, etc.
  - Consistencia de velocidades y criterios de rechazo de preasignaciones, p. ej. tiempo entre los dos tipos de datos, velocidades asignadas anómalas, etc.
  - Tratamiento de divisiones, fusiones, nuevos desarrollos.
3. Verificación. Necesidad de conocer el grado de confianza y habilidad con la que el procedimiento está extrapolando a las células convectivas.

En general células bien definidas, más o menos aisladas o separadas unas de otras, suelen ser seguidas satisfactoriamente por el método de los centroides. Las limitaciones o errores de asignación más importantes de velocidades por el método de centroides se pueden resumir en la Figura 1.3.5b, esquemáticamente:

- Grupo de células radar uniformes
- Sistemas cuasiestacionarios que modifiquen su centro de masa
- Ídem que el caso anterior para estructuras lineales móviles
- Desplazamiento "anómalo" respecto a intensos vientos rectores

Las formas de paliar objetiva o subjetivamente las posibles asignaciones erróneas pueden pasar por la utilización de los datos de rayos en una ventana temporal apropiada, conocimiento previo del movimiento celular, etc. Más información sobre el método de asignación y extrapolación por centroides se verá en los capítulos dedicados a la identificación y seguimiento de células convectivas: 2D y 3D. Estructuras más amplias de precipitación con/sin convección embebida (frentes, líneas de turbonada, etc.) son mejor tratadas por el método de correlaciones cruzadas que por el de centroides.

En cualquier caso se necesitan dos imágenes separadas por un período de tiempo relativamente pequeño. La utilización de campos de viento previos (salidas de modelos numéricos o radiosondeos) suele mitigar las deficiencias de uno u otro método, así como la utilización de otro tipo de datos de teledetección (rayos).

## Rayos

Cuando la actividad eléctrica de una célula tormentosa es muy marcada los datos de la red de detección de rayos podrían usarse para identificar, asignar y seguir células tormentosas. El método se basa en las propiedades celulares eléctricas de la convección: concentraciones localizadas de rayos con cierta continuidad espacial y temporal (al igual que los datos radar). Los pasos a seguir serían similares a los relativos en la identificación de centroides/objetos radar:

- Detección de máximas concentraciones de descargas y eliminación de los rayos separados/aislados de dichos centros de carga.
- Determinación de propiedades de núcleos bien definidos.
- Asignación de núcleos entre el instante  $t$  y  $t - dt$ : método de correlaciones y/o centroides.
- Vectores desplazamientos: consistencia.

El método dejaría de ser válido o funcionaría incorrectamente cuando:

- La célula muestra nula o poca actividad eléctrica: células activas con anomalía de rayos positivos, células convectivas de tipo "cálido" con un número reducido de rayos, organización en línea de los rayos frente a los de tipo concentrados, etc.
- En su fase de disipación: los rayos dejan de estar concentrados y se dispersan.

De lo comentado anteriormente se tiene que la utilización de los datos de rayos, con fines de identificación y seguimiento de células convectivas, conlleva la necesidad de utilizar otro tipo de información de teledetección complementaria y en particular de radar, ya que ambas poseen buena resolución temporal y espacial, suministrando diferente información.

De todos estos métodos aquellos que primen las propiedades y características de la convección profunda a nivel celular serán los preferibles para su aplicación operativa.

### **I.3.4. Resumen**

---

- Los focos convectivos no pueden considerarse como objetos "sólidos" que se mueven según un viento rector determinado sinópticamente. Existen dos componentes importantes en su movimiento: la traslación de los focos ya creados y la propagación, asociada a las nuevas células que se van generando.
- Existe realmente un gran abanico de posibilidades en la forma de interactuar una tormenta con su entorno y así repercutir en su posible movimiento.
- Los factores que controlan dicho movimiento van desde los asociados a la escala sinóptica (advección/traslación) hasta los de la propia escala de la tormenta (autopropagación) pasando por la mesoescala (propagación forzada).
- La interacción continuada entre el entorno medioambiental y el que genera la tormenta hace difícil el conocimiento a priori de qué tipo de movimiento va a poseer una célula convectiva intensa. La utilización del viento medio del estrato, que potencialmente puede ocupar una célula convectiva, es un buen indicador del desplazamiento por advección o traslación.
- Los métodos de predicción a muy corto plazo del movimiento de las células convectivas radar se basan, fundamentalmente, en el seguimiento de sus centroides y por correlaciones cruzadas aplicados a áreas en imágenes radar muy reducidas. El método de los centroides es potencialmente más útil pues nos da directamente la velocidad y dirección asignada a una célula tormentosa. Su utilidad se ve mermada por ciertos errores de asignación inherente a las estructuras que se siguen. Estos errores de asignación se pueden paliar con la utilización de los datos de rayos en una ventana temporal apropiada. Cuando el tamaño de los sistemas convectivos aumenta, el método de correlaciones cruzadas es mejor que el de los centroides.



## I.4. BIBLIOGRAFÍA

- BLANCHARD, D.O., 1998: Assessing the vertical distribution of convective available potential energy. *Wea. and Forecasting*, **13**, 870-877.
- BLUESTEIN, H.B. and C.R. PARKS, 1983: A synoptic and photographic climatology of low-precipitation severe thunderstorms in the southern plains. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 2034-2046.
- BLUESTEIN, H.B., 1993: Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II: Observations and Theory of Weather Systems. Oxford University Press, 594 pp.
- BROOKS, H., C.A. DOSWELL III and L.J. WICKER, 1993: STORMTPE: A forecasting experiment using a three-dimensional cloud model. *Wea. and Forecasting*, **8**, 352-362.
- BROOKS, H.E. and R.B. WILHELMSON, 1993: Hodograph curvature and updraft intensity in numerically modeled supercells. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1824-1833.
- BROWN, J.M., K.R. KNUPP and F. CARACENA, 1982: Destructive winds from shallow, high-based cumulonimbus. Preprints, 12th Conf. On Severe Local Storms, San Antonio. Amer. Meteor. Soc., 272-275.
- BROWNING, K.A. and G.B. FOOTE, 1976: Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **102**, 499-534.
- BUNKERS, M.J., A. KLIMOWSKI, J.W. ZEITLER, R.L. THOMPSON and M.L. WEISMAN, 2000: Predicting supercell motion using a new hodograph technique. *Wea. and Forecasting*, **15**, 61-79.
- BYERS, H.R. and R.R. BRAHAM, 1949: The Thunderstorm. US Weather Bur., Washington, DC.
- CHAPPELL, C.F., 1986: Quasi-stationary convective events. Mesoscale Meteorology and Forecasting, Amer. Meteor. Soc., 289-310.
- CHRISHOLM, A.J. and J.H. RENICK, 1972: Alberta Hail Studies, Research Council of Alberta Hail Studies, Rep. 72-2, Edmonton, Canada, 24-31.
- COMET, Forecaster's Multimedia Library, 1996. "Anticipating Convective Storm Structure and Evolution". University Corporation for Atmospheric Research.
- CONWAY, B.J., L. GÉRARD, J. LABROUSE, E. LILIAS, S. SÉNÉSI, J. SUNDE and V. ZWATZ-MEISE, 1996. Nowcasting: A survey of current knowledge, techniques and practice. COST 78 Action. European Commission, ISBN 92-827-6204-1, EUR 16861.
- CORFIDI, S.F., J.H. MERRITT and J.M. FRITSCH, 1995: Predicting the Movement of Mesoscale Convective Complexes. Accepted to *Weather and Forecasting*.
- CORFIDI, S.F., 1998: Forecasting MCS Mode and Motion. Prepared for Preprints, 19th Conf. Severe Local Storms, Minneapolis MN.
- COTTON, W.R. and R.A. ANTHES, 1989: Storm and cloud dynamics. Academic Press, 883 pp.
- DAVIES-JONES, R.P., 1984: Streamwise vorticity: The origin of updraft rotation in supercell storms. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2991-3006.
- DOSWELL, C.A. III, 1982: The operational Meteorology of Convective Weather. Vol. I, Operational Mesoanalysis. NOAA Technical Memorandum NWS NSSFC-5.
- DOSWELL, C.A. III, 1987: The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea. and Forecasting*, **2**, 3-16.
- DOSWELL, C.A. III and D.W. BURGESS, 1993: Tornadoes and Tornadic Storms: A Review of Conceptual Models. The Tornado: Its Structure, Dynamics, Hazards, and Prediction (Geophys. Monogr. 79), Amer. Geophys. Union, 161-172.
- DOSWELL, C.A. III, R.H. JOHNS and S.J. WEISS, 1993: Tornado forecasting: A review. The Tornado: Its Structure, Dynamics, Hazards, and Prediction (Geophys. Monogr. 79), Amer. Geophys. Union, 557-571.
- DOSWELL, C.A. III, H.E. BROOKS and R.A. MADDOX, 1996: Flash Flood Forecasting: An Ingredients-based methodology. *Wea. and Forecasting*, **11**, 560-581.
- DOSWELL III, C.A., 2001: Severe convective storms. An Overview. The American Meteorological Society.
- DROEGEMEIER, K.K., S.M. LAZARUS and R.P. DAVIES-JONES, 1993: The influence of helicity on numerically simulated storms. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2005-2029.
- FUJITA, T.T., 1976: Spearhead echo and downburst near the approach end of John F. Kennedy Airport runway, New York City. SMRP Res. paper 137, University of Chicago, 51 pp.
- FUJITA, T.T. and R.M. WAKIMOTO, 1985: The Downburst-Microburst and Macrobust. Univ. of Chicago Press, 122 pages.
- GILMORE, M.S. and L.J. WICKER, 1998: The influence of midtropospheric dryness on supercell morphology and evolution. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 943-958.

- JOHNS, R.H. and C.A. DOSWELL III, 1992: Severe Local Storms Forecasting. *Wea. and Forecasting*, **7**, 588-612.
- JOHNS, R.H., 1993: Meteorological conditions associated with Bow Echo development in convective storms. *Wea. and Forecasting*, **8**, 294-299.
- KLEMP, J.B. and R. ROTUNNO, 1983: A study of the tornadic region within a supercell thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 359-377.
- KREHBIEL, P.R., 1986: The electrical structure of thunderstorms. The Earth's Electrical Environment. National Research Council, Washington, DC, 263 pp.
- LEMON, L.R., C.A. DOSWELL III, 1979: Severe Thunderstorm evolution and mesocyclone structure related as to tornadogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1184-1197.
- LEMON, L.R., 1980: Severe Thunderstorm Radar Identification Techniques and Warning Criteria. NOAA Tec. Memo. NWS NSSFC-3, Kansas City, 67 pp.
- MARTÍN LEÓN, F. y R. RIOSALIDO ALONSO, 1999: Modelos Conceptuales de Tormentas: Radar y Rayos. Módulos TEMPOWEB del STAP.
- MOLLER, A.R., C.A. DOSWELL III and R. PRZYBYLINSKI, 1990: High-precipitation supercells: A conceptual model and documentation. Preprints, 16th Conf. Severe Local Storms (Kananaskis Park, Alberta), Amer. Meteor. Soc., 52-57.
- MOLLER, A.R., C.A. DOSWELL III, M.P. FOSTER and G.R. WOODALL, 1994: The operational recognition of supercell thunderstorm environments and storm structures. *Weather and Forecasting*, **9**, 327-347.
- MONCRIEFF, M. and M.J. MILLER, 1976: The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 373-394.
- NOAA Severe Storms Spotters Guide presented by the University of Illinois. ([http://www2010.atmos.uiuc.edu/\(Gh\)/guides/mtr/svr/home.xml](http://www2010.atmos.uiuc.edu/(Gh)/guides/mtr/svr/home.xml)).
- RASHUSSEN, E.N. and D.O. BLANCHARD, 1998: A baseline climatology of soundings-derived supercell and tornado forecast parameters. *Wea. and Forecasting*, **13**, 1148-1164.
- RAY, P.S. (ed.), 1986: Mesoscale Meteorology and Forecasting. American Meteorological Society, Boston.
- ROTUNNO, R., 1981: On the evolution of thunderstorm rotation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 577-586.
- ROTUNNO, R., and J.B. KLEMP, 1982a: The influence of the shear-induced vertical pressure gradient on thunderstorm motion. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 136-151.
- ROTUNNO, R. and J. KLEMP, 1985: On the rotation and propagation of simulated supercell thunderstorms. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 271-292.
- ROTUNNO, R., J.B. KLEMP and M.L. WEISMAN, 1988: A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 463-485.
- ROTUNNO, R., 1993: Supercell thunderstorm modeling and theory. The Tornado: Its Structure, Dynamics, Hazards, and Prediction (Geophys. Monogr. 79), Amer. Geophys. Union, 57-73.
- RUST, W.D., W.L. TAYLOR and D.R. MACGORMAN, 1981: Research on electrical properties of severe thunderstorms in the Great Plains. *Bull. Amer. Soc.*, **62**, 1286-1293.
- WEISMAN, M. and J. KLEMP, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504-520.
- WEISMAN, M. and J. KLEMP, 1984: The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2479-2498.
- WEISMAN, M.L. and J.B. KLEMP, 1986: Characteristics of isolated convective storms. In Mesoscale Meteorology and Forecasting, Peter S. Ray Ed., AMS, 331-358.
- WILHELMSON, R.B. and J.B. KLEMP, 1978: A three-dimensional numerical simulation of splitting that leads to long-lived storms. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1037-1063.
- WILLIAMS, E.R., 1988: The electrification of thunderstorms. *J. Geophys. Res.*, **94**, 13151-13168.
- WILLIAMS, E.R., M.E. WEBER and R.E. ORVILLE, 1989: The relationship between lightning type and convective state of thunderstorms. *J. Geophys. Res.*, **94**, 13213-13220.

## II.

# Predicción a corto y muy corto plazo

---

### **II.1. Análisis de sondeos. Uso y aplicación de la hodógrafa**

*(Fermín Elizaga Rodríguez)*

II.1.1. Introducción

II.1.2. Inestabilidad condicional, potencial e Inestabilidad latente

II.1.3. Parámetros e índices para estimar la estabilidad atmosférica

II.1.4. Parámetros e índices relacionados con la cizalladura vertical

II.1.5. Parámetros que combinan información sobre la estabilidad y la cizalladura

II.1.6. Uso de la hodógrafa

### **II.2. Uso de modelos numéricos para evaluar entornos favorables al desarrollo de fenómenos convectivos y sus efectos en superficie**

*(Fermín Elizaga Rodríguez)*

II.2.1. Introducción

II.2.2. Consideraciones básicas

II.2.3. Identificación de los mecanismos de disparo

II.2.4. Identificación de factores asociados con vientos fuertes en superficie

II.2.5. Identificación de factores asociados con granizo de tamaño significativo

II.2.6. Herramienta de diagnóstico automático

### **II.3. Bibliografía**

---



## II.1. ANÁLISIS DE SONDEOS. USO Y APLICACIÓN DE LA HODÓGRAFA

### II.1.1. Introducción

El análisis de los datos de los sondeos y, en general, de los perfiles verticales, incluyendo principalmente la determinación de la estabilidad o inestabilidad de la atmósfera, pero también de la cizalladura vertical existente, ha sido siempre un elemento básico a la hora de elaborar predicciones de fenómenos convectivos:

- Si la atmósfera es inestable, existe la suficiente humedad en niveles bajos y está presente un mecanismo de disparo adecuado, se desarrollarán fenómenos convectivos.
- Además, dependiendo de la intensidad de la cizalladura vertical del viento y de la interacción de esa cizalladura con el frente de racha y la corriente ascendente, los fenómenos convectivos serán de diferente tipo en función de su grado de organización.

Las principales herramientas usadas para anticipar el potencial de desarrollo de tormentas, así como para predecir las características de las mismas, son los diagramas termodinámicos, como el conocido diagrama oblicuo  $T$ -log $P$ , y la hodógrafa.

- El diagrama termodinámico permite estimar la magnitud e intensidad de los procesos relacionados con la flotabilidad de las burbujas.
- La hodógrafa permite evaluar la magnitud y profundidad de la cizalladura vertical del viento y el posible movimiento de las tormentas.

En este capítulo se tratarán los principales aspectos que los predictores deben tener en cuenta a la hora de utilizar los sondeos para evaluar la existencia de entornos favorables a distintos tipos de fenómenos convectivos. En primer lugar se revisarán algunos puntos básicos relacionados con la estabilidad atmosférica y posteriormente se estudiarán los índices y parámetros que se usan para predecir el tipo de fenómenos convectivos. Se finalizará revisando el uso de la hodógrafa en entornos operativos.

Muchos de los aspectos aquí tratados están muy relacionados con los contenidos del capítulo 1.2, *Procesos físicos que controlan la estructura y evolución de los fenómenos convectivos*, por lo que se recomienda su lectura antes de abordar este.

### II.1.2. Inestabilidad condicional, potencial e inestabilidad latente

Se define la estabilidad estática como la estabilidad de la atmósfera en equilibrio hidrostático con respecto a los desplazamientos verticales.

Normalmente, estos desplazamientos se evalúan y analizan haciendo uso del *método de la burbuja*, teoría que asume un modelo muy simplificado del comportamiento de la atmósfera: se considera que la temperatura de una burbuja cambia adiabáticamente cuando es desplazada verticalmente de su posición original. Si la burbuja no está saturada, su temperatura virtual cambia según el gradiente adiabático seco y si está saturada, según el gradiente adiabático saturado (para propósitos prácticos, según el gradiente pseudoadiabático saturado). Al mismo tiempo, se supone que la burbuja que evoluciona no produce cambios en la atmósfera que la rodea, ni se ve afectada por esta (no se mezcla con el aire ambiente). Si después de sufrir el desplazamiento, la burbuja posee una temperatura virtual mayor que el aire que se encuentra a su alrededor, se verá sujeta a una fuerza de flotabilidad positiva que la acelerará hacia arriba adicionalmente; si su temperatura virtual es menor que la del aire que la rodea, la burbuja estará sujeta a una fuerza de flotabilidad negativa, que tenderá a llevarla a su posición inicial o posición de equilibrio.

La atmósfera que envuelve a la burbuja se dice estable si esta tiende a volver a su posición inicial, inestable si tiende a alejarse cada vez más de su posición inicial y en equilibrio neutro si la burbuja, una vez desplazada, tiene la misma densidad que el aire ambiente.

En la práctica diaria es la temperatura del aire, y no la temperatura virtual, la que se usa para hacer las comparaciones. Esto puede dar lugar a pequeños errores cuando una capa con muy alto contenido de humedad se encuentra encima o debajo de otra muy seca: si la humedad disminuye rápidamente con la altura el uso de la curva de temperatura indicará una estabilidad mayor que la real y si la humedad se incrementa rápidamente con la altura el uso de la curva de temperatura indicará inestabilidad mayor que la existente.

El comportamiento de una burbuja que, una vez saturada, adquiere una temperatura mayor que la del entorno por medio de la liberación de calor latente, es bien conocido: la burbuja asciende con aceleración sometida a la fuerza de flotabilidad positiva; si la burbuja continúa elevándose a través de una atmósfera en la que el gradiente de temperatura es mayor que el adiabático saturado la velocidad de ascenso se incrementa. La aceleración continúa hasta que la temperatura de la burbuja iguala a la del entorno, siendo esta altura el nivel de equilibrio (NE). Más allá del nivel de equilibrio la burbuja se encuentra más fría que el aire que la rodea y se ve frenada hasta quedar en reposo en algún lugar por encima del NE.

### Criterios de estabilidad

- **Absolutamente estable:** si el gradiente de temperatura de la curva de estado en una capa es menor que el gradiente adiabático saturado.
- **Absolutamente inestable:** si el gradiente de temperatura es mayor que el adiabático seco (gradiente superadiabático).
- **Estabilidad condicional:** si el gradiente de temperatura es mayor que el adiabático saturado pero menor que el adiabático seco la capa es condicionalmente inestable: será inestable si está saturada y estable si no lo está.

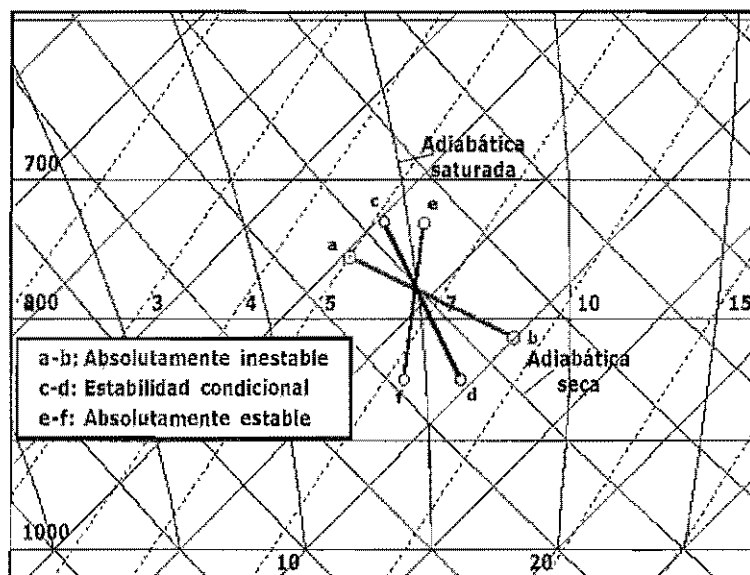


Figura II.1.1. Criterios de estabilidad.

### Inestabilidad potencial

Se dice que una capa o columna de aire no saturada posee *inestabilidad potencial* cuando la temperatura potencial del termómetro húmedo (o la temperatura potencial equivalente) disminuye con la altura dentro de la capa (es decir, cuando el gradiente de temperatura del termómetro húmedo es mayor que el adiabático saturado). Si se eleva esta capa como un todo hasta la saturación se convierte en inestable (el gradiente de temperatura dentro de la capa será mayor que el adiabático saturado), sin importar su estratificación inicial. La inestabilidad potencial aparece siempre que existe un fuerte gradiente vertical de temperatura y/o una fuerte disminución del contenido de humedad con la altura. Para usar en la práctica el concepto de inestabilidad potencial, es preciso determinar la cantidad de ascenso necesario para que la capa se vuelva inestable. Esto puede hacerse eligiendo en cada capa potencialmente inestable la burbuja que tenga la humedad relativa más alta y elevándola hasta la saturación (muchas capas potencialmente inestables es difícil que lleguen a liberar la inestabilidad con los ascensos que pueden esperarse en una situación real). Es importante tener en cuenta que todos aquellos procesos que incrementan la humedad de bajos niveles y/o disminuyen el contenido de humedad de niveles superiores tienden a crear o incrementar la inestabilidad potencial.

## Inestabilidad latente

Supongamos una capa profunda de un sondeo que es condicionalmente inestable. Si la elevación forzada de burbujas dentro de la capa no es capaz de producir burbujas inestables, más calientes que el ambiente, se dice que el sondeo es del tipo estable (tal y como ocurre en el ejemplo de la Fig. II.1.2, en el que la burbuja que evoluciona a partir del NCA se encuentra siempre más fría que el ambiente).

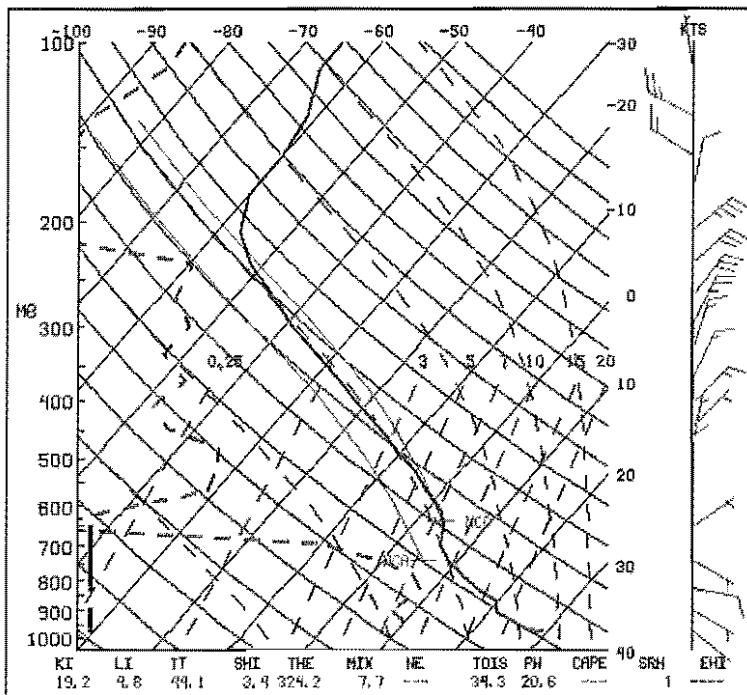


Figura II.1.2. Sondeo de tipo estable: la burbuja evoluciona siempre con temperatura inferior a la del aire ambiente.

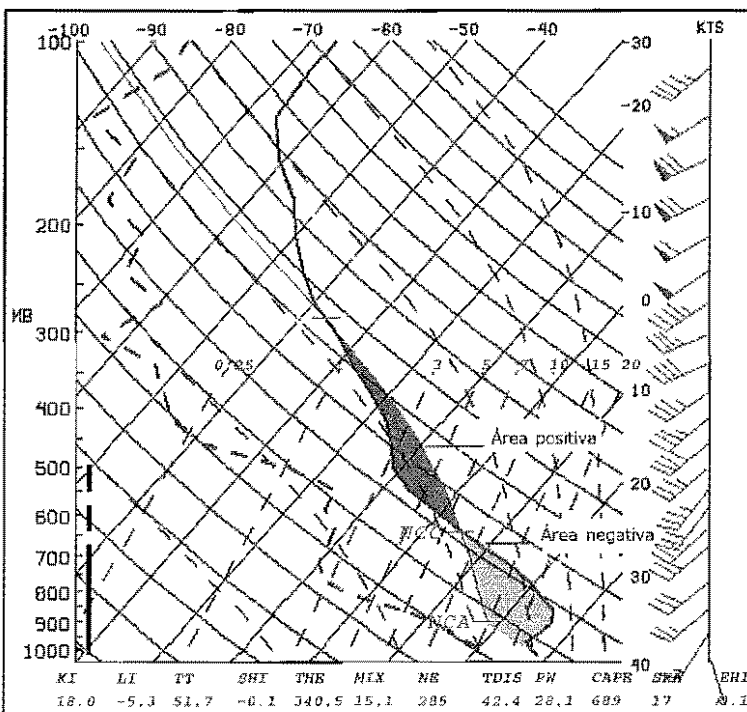


Figura II.1.3. Inestabilidad latente. La inestabilidad latente se dice real o efectiva cuando el tamaño del área positiva es superior al de la negativa.

Si, por el contrario, la elevación forzada de burbujas hace que algunas de ellas se vuelvan inestables se dice que existe *inestabilidad latente*. En este caso, si la curva de ascenso de la burbuja es tal que el área negativa entre la curva de evolución y la de estado es menor que el área positiva entre esas curvas cuando la burbuja se vuelve inestable, se dice que existe *inestabilidad latente real o efectiva*, mientras que si el área negativa es mayor que la positiva se dice que existe *falsa inestabilidad latente*. Decimos que el área es negativa cuando la curva de evolución queda a la izquierda de la curva de estado, indicando que para que se produzca ese ascenso debe comunicarse energía a la burbuja; el área es positiva en caso contrario, cuando la curva de evolución queda a la derecha de la de estado, indicando que la burbuja se eleva libremente sujeta a la fuerza de flotabilidad positiva proporcionada por la liberación de calor latente (Fig. II.1.3).

Debe tenerse en cuenta que el criterio del tamaño relativo de las áreas positivas y negativas es muy simplificado y puede conducir a errores ya que la experiencia enseña que es más importante el tamaño real de las áreas negativas y positivas a la hora de predecir la convección. Por ejemplo, si el área negativa es muy grande en comparación con el forzamiento disponible, independientemente de lo grande que sea el área positiva, será imposible que se desarrollen nubes convectivas. Por otro lado, si las áreas positivas y negativas son estrechas y profundas y hay marcada convergencia en niveles bajos, podrán aparecer fenómenos de tipo convectivo e incluso severos, aunque el área negativa sea algo mayor que la positiva.

### II.1.3. Parámetros e índices para estimar la estabilidad atmosférica

Se ha convertido en una práctica común expresar la inestabilidad o estabilidad total de un sondeo en forma de valores numéricos simples denominados de forma genérica *índices de inestabilidad*, bien sea usando únicamente unos pocos niveles del sondeo (como pasa con los índices clásicos) o por medio de parámetros verticalmente integrados.

Probablemente, el mayor valor que pueden tener los diferentes índices está en alertar al predictor y dirigir su interés hacia determinadas áreas que deberán ser examinadas posteriormente de forma más detallada, teniendo siempre presente que un valor de un índice representativo en una determinada región puede no serlo en otra.

Es fundamental no olvidar que los índices deben ser usados por el predictor para tratar de tener una idea, con antelación, de los procesos físicos que pueden ocurrir en un entorno dado, y no como valores umbrales para predecir los fenómenos convectivos.

#### Revisión de índices clásicos

##### Índice Total de Totales (TT)

Este índice es la suma de dos: el total vertical (TV) y el total cruzado (TC). El TV representa el gradiente de temperatura entre 850 y 500 hPa. El TC incluye la temperatura de rocío en 850 hPa e incorpora la humedad en niveles bajos. En ocasiones en que la humedad se encuentre distribuida por debajo de 850 hPa no será representativo. Además, la convección puede ser inhibida a pesar de valores altos de TT si existe una fuerte inversión entre superficie y 850 hPa.

$$TT = TV + TC = (T^{850} - T^{500}) + (T_d^{850} - T^{500})$$

$$TT = T^{850} + T_d^{850} - 2 * [T^{500}]$$

La principal limitación de este índice es que depende fuertemente de la temperatura en 500 hPa; si esta es muy baja sin soporte convectivo en niveles bajos dará un valor del índice muy alto.

Los valores más usados son:

TT	Fenómenos convectivos
48 a 52	Tormentas aisladas
52 a 55	Tormentas dispersas, algunas moderadas
55 a 58	Tormentas dispersas, algunas moderadas y alguna aislada severa
58 a 61	Tormentas moderadas dispersas, algunas severas y algún tornado aislado
61 a 64	Tormentas frecuentes moderadas, algunas severas y algunos tornados
64	Tormentas frecuentes moderadas con tormentas severas y tornados

##### Índice K

El índice K está basado en el gradiente de temperatura y en la cantidad y extensión de la capa húmeda en niveles bajos de la atmósfera.

$$KI = (T^{850} - T^{500}) + (T_d^{850} - DD^{700})$$

- $(T^{850} - T^{500})$  mide el gradiente vertical de temperatura
- $T_d^{850}$  es la temperatura del rocío en 850 hPa y representa la humedad en las capas bajas
- $DD^{700} = (T^{700} - T_d^{700})$  es la depresión del punto de rocío en 700 hPa
- $(T_d^{850} - DD^{700})$  sería una "estimación de" la extensión de la capa de humedad

Solo funciona bien para el caso de tormentas de masas de aire y puede no ser representativo si el nivel de 850 hPa se encuentra cerca del suelo. El índice K no da indicación sobre la severidad de la tormenta.



Índice K	Probabilidad de tormentas (%)
< 15	próximo a 0
15-20	< 20
21-25	20-40
26-30	40-60
31-35	60-80
36-40	80-90
40	90

### Índice Lifted (LI)

Es uno de los índices más usados para estimar la cantidad de inestabilidad en un entorno dado. Se calcula usando la siguiente fórmula

$$LI = T_a^{500} - T_b^{500}$$

donde  $T_a^{500}$  representa la temperatura ambiente a 500 hPa y  $T_b^{500}$  es la temperatura a la que llega la burbuja que asciende al nivel 500 hPa. Esta última temperatura depende de las condiciones de la burbuja de partida, de manera que no será la misma si la burbuja parte con las condiciones de superficie que si parte con las condiciones medias de un estrato de 100 hPa por encima de superficie.

Valores usados cuando la burbuja asciende con los valores promedio de los primeros 100 hPa:

Valor del Índice	Probabilidad del fenómeno
> 0	Estable. Posibilidad de convección para valores de LI = 1-3 si se presentan fuertes ascensos.
0 a -3	Poco inestable. Posibilidad de alguna tormenta si se produce algún mecanismo de disparo.
-3 a -6	Moderadamente inestable. Tormentas probables.
-6 a -9	Muy inestable. Tormentas potencialmente fuertes o severas.
< -9	Extremadamente inestable.

### Índice Showalter (SI)

El índice Showalter es similar al LI, partiendo la burbuja con las condiciones de temperatura y humedad de 850 hPa.

Valor del SI	Diagnóstico
0	Estable. Posible convección para SI = 1-3 si se presenta un mecanismo de disparo.
0 a -3	Moderadamente inestable. Probables tormentas.
-4 a -6	Muy inestable. Tormentas potencialmente fuertes.
< -6	Extremadamente inestable. Posibles tormentas severas.

Aunque existen, por supuesto, muchos más índices de inestabilidad del tipo de los que se acaban de comentar, no serán tratados aquí por no ser de uso extendido. Una revisión más completa de índices clásicos puede encontrarse en la Intranet del CMT en Baleares.

### Energía Potencial Convectiva Disponible (CAPE)

El CAPE es un índice integrado verticalmente que representa la energía de flotabilidad acumulada en la capa de convección libre (MONCRIEFF AND MILLER, 1976; WEISMAN AND KLEMP, 1982).

En el cálculo del CAPE es conveniente hacer uso de la corrección de temperatura virtual (DOSWELL AND RASMUSSEN, 1994), para tener en cuenta la diferencia de densidad entre la burbuja que asciende y el entorno, de manera que la definición formal normalmente usada es la siguiente:

$$CAPE = g \int_{NCL}^{NE} \left( \frac{T_{vb} - T_{va}}{T_{va}} \right) dz$$

donde  $T_{vb}$  representa la temperatura virtual de la burbuja y  $T_{va}$  la temperatura virtual de la curva de estado. NCL es el nivel de convección libre y NE el nivel de equilibrio.

Valores del CAPE inferiores a 1 000 J/kg se consideran pequeños, mientras que valores superiores a 2 000 J/kg son mucho más significativos y van en bastantes ocasiones asociados a fenómenos severos.

El CAPE está directamente relacionado con la máxima velocidad asociada a la corriente ascendente dentro de una tormenta ( $W_{max}$ ), por medio de la expresión

$$W_{max} = (2 \text{ CAPE})^{1/2}$$

Para un CAPE entre 1 500-2 000 J/kg la velocidad vertical máxima estaría entre 50-70 m/s (es decir, entre 100-140 kt). Debido fundamentalmente a la presencia de agua en la corriente ascendente, a la mezcla con el aire ambiente y al enfriamiento por evaporación, la velocidad máxima real es siempre bastante más pequeña que la obtenida con la formula anterior: del orden de la mitad.

El cálculo del CAPE es muy sensible al contenido de humedad de la burbuja, pudiéndose incrementar el valor del CAPE hasta en un 20% cuando se incrementa la proporción de mezcla de la burbuja que asciende en 1 g/kg. Este aspecto debe ser muy tenido en cuenta por los predictores cuando se usan datos de modelos numéricos para calcular el CAPE, ya que normalmente las simulaciones del contenido de humedad en niveles bajos no son todo lo buenas que sería de desear. Por otro lado, también es muy importante tener en cuenta las condiciones de partida de la burbuja (normalmente un estrato de espesor 50-100 mb por encima de superficie), ya que estratos con espesor diferente pueden dar lugar a valores muy distintos de CAPE.

El valor del CAPE depende fundamentalmente de la profundidad desde el NCL hasta el NE y del exceso de temperatura virtual de la burbuja que asciende.

De esta forma, un mismo valor del CAPE puede alcanzarse si el área positiva es estrecha y profunda o si es ancha pero poco profunda (Fig. II.1.4). Pero está claro que esas dos situaciones pueden ser completamente diferentes a la hora de evaluar la fuerza de las posibles corrientes ascendentes, que serán más intensas cuanto más diferencia de temperatura virtual exista entre la burbuja y el entorno.

Para tener en cuenta esta consideración se ha introducido recientemente el *CAPE normalizado* (NCAPE; BLANCHARD, 1998). Se define como el cociente entre el CAPE y la profundidad de la capa de convección libre (desde el NCL hasta el NE):

$$\text{NCAPE} = \text{CAPE} / (\text{ZNE} - \text{ZNCL})$$

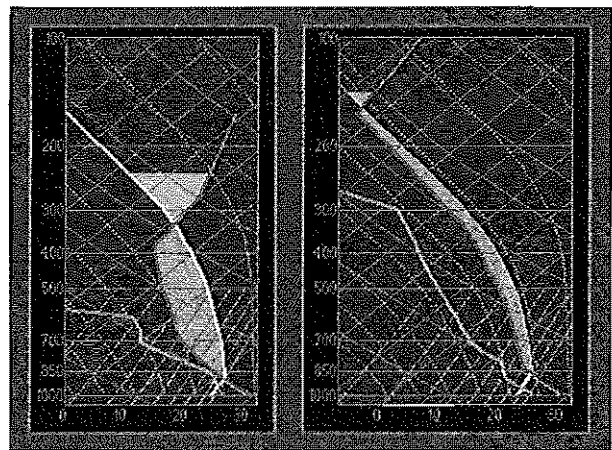


Figura II.1.4. Efecto de la distribución vertical de flotabilidad sobre la intensidad de la corriente ascendente.

y representa la flotabilidad promedio, o aceleración, para la profundidad de la capa.

### Inhibición Convectiva (CIN)

La *Energía de Inhibición Convectiva* (CIN; COLBY, 1984) se calcula de una forma similar al CAPE:

$$\text{CIN} = g \int_{\text{sfc}}^{\text{NCL}} \left( \frac{T_{vb} - T_{va}}{T_{va}} \right) dz$$

y es una medida, también integrada verticalmente, de la energía que es preciso comunicar a la burbuja para que alcance el NCL y pueda evolucionar libremente en la capa de convección libre.

Aunque un valor alto de CIN puede inhibir los desarrollos convectivos, también puede ayudar a focalizar y aumentar la intensidad de la convección, ya que bajo condiciones adecuadas (fuerte calentamiento diurno, incremento de la inestabilidad en niveles medios, convergencia realizada en niveles bajos, etc.)

la energía disponible puede crecer lo suficiente para que la burbuja, si es capaz de alcanzar el NCL, pueda ascender de forma más vigorosa.

Al igual que para el CAPE, es posible calcular la energía de inhibición normalizada, NCIN, para tener en cuenta las características de la capa en la que existe la tapadera. Un valor dado de CIN puede estar distribuido sobre una capa profunda, de forma que la estabilidad será pequeña en un nivel dado. Por el contrario, la profundidad de la capa estable puede ser pequeña, de forma que la estabilidad en un nivel dado será mayor (para un mismo valor de CIN).

### **Estudios de caracterización de índices de estabilidad**

- SCHULTZ (1989) revisa 7 índices. Concluye que es necesario realizar adaptaciones regionales de los índices.
- PEPPLER Y LAMB (1989) estudian 40 índices y parámetros termodinámicos relacionados, encontrando buena correlación entre algunos de ellos (K, SWEAT, NCA, NCC) y las cantidades de precipitación convectiva recogidas en el verano.
- COLLIER Y LILLEY (1994) evalúan 4 parámetros en 136 casos con objeto de establecer una regla de predicción para el sistema GANDOLF, concluyendo que "la ocurrencia de una tormenta será probable cuando cualquiera de los índices indique la ocurrencia de tormentas".
- BLUESTEIN (1993) señala que valores del CAPE comprendidos entre 1 000-3 000 J/kg aparecen en situaciones que pueden dar lugar a convección moderada a fuerte.
- SÉNESI Y THEPENIER (1997) realizaron un estudio climatológico de la relevancia de los índices de estabilidad para un solo sondeo (en la región de París). De los 69 índices y parámetros estudiados, muchos de ellos eran redundantes ya que presentaban una fuerte correlación. Finalmente se quedaron con 15 de ellos, entre los que destacan el CAPE y el índice Adedokum (diferencia entre la temperatura potencial del húmedo en 850 mb y la temperatura potencial del húmedo saturada en 500 mb) como los que mejor discriminan en casos con y sin convección. Los valores umbrales del CAPE y del Adedokum son 300 J/kg y 0°C, respectivamente.
- RASMUSSEN Y BLANCHARD (1998) elaboran una climatología base de diversos parámetros usados en la predicción de supercélulas y tornados. En su trabajo obtienen que un valor extremo del CAPE es del orden de 1 800 J/kg, con la mitad de las tormentas ordinarias desarrollándose con valores de CAPE superiores a 530 J/kg.

Al hablar de los valores umbrales del CAPE debe tenerse en cuenta que los distintos autores los calculan de forma, en ocasiones, bastante diferente por lo que es muy difícil comparar los resultados.

### **II.1.4. Parámetros e índices relacionados con la cizalladura vertical**

#### **Cizalladura entre la capa límite y los 6 km inferiores**

La intensidad de la cizalladura vertical del viento es fundamental, siempre en combinación con estimaciones de la inestabilidad, para predecir el tipo de convección (WEISMAN AND KLEMP, 1982):

- Si la cizalladura es débil, lo más probable es que aparezcan tormentas ordinarias de corta vida, ya que normalmente el frente de racha asociado con la corriente descendente de cada célula no es capaz de provocar el desarrollo de otras nuevas.
- Para valores moderados de la cizalladura y de la inestabilidad es más probable que aparezcan estructuras multicelulares, con nuevas células desarrollándose según colapsan las más antiguas. Estas estructuras constan de diferentes células en distintos estados del ciclo de vida y, generalmente, los frentes de racha de las células individuales tienden a formar un único frente de racha de mayores proporciones.
- Valores fuertes de cizalladura, junto con fuerte inestabilidad, son las condiciones más adecuadas para la aparición de supercélulas, caracterizadas por la presencia de una vigorosa corriente ascendente en rotación (mesociclón).

En el capítulo I.2, que trata de los procesos físicos que controlan la estructura y evolución de los fenómenos convectivos, se revisa con detalle el papel de la cizalladura vertical del viento.

El parámetro CIZBL6 se calcula por medio de la siguiente fórmula:

$$\text{CIZBL6} = (U_6 - U_{500})$$

donde  $U_6$  es el viento promedio, pesado respecto a la presión, en los 6 km inferiores del sondeo y  $U_{500}$  el viento promedio correspondiente a los primeros 500 m.

En principio, y de cara a la aplicación para la predicción de supercélulas, los valores altos de cizalladura, superiores a 11-12 m/s según la climatología de RASMUSSEN Y BLANCHARD (1998), son característicos de entornos en los que la aparición de supercélulas es más probable que el desarrollo de estructuras convectivas no organizadas.

### Helicidad relativa a la tormenta (SRH)

Para comprender bien el concepto de la helicidad relativa a la tormenta (DAVIES-JONES ET AL., 1990), es necesario antes revisar algunas ideas sobre la relación existente entre la cizalladura vertical del viento y la vorticidad horizontal.

Generalmente estamos acostumbrados a usar la componente vertical de la vorticidad que, sin embargo, es la más pequeña de las tres componentes del vector vorticidad. La componente horizontal del vector vorticidad es debida, principalmente, a cambios en la vertical del viento horizontal, esto es, a la cizalladura vertical del viento (Fig. II.1.5). El vector vorticidad horizontal ( $\omega_h$ ) es perpendicular al vector cizalladura del viento.

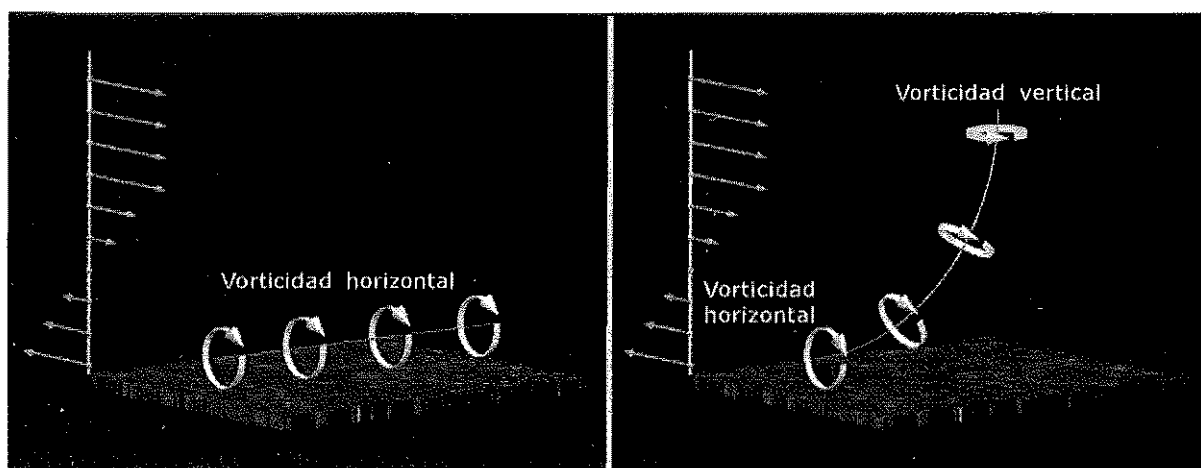


Figura II.1.5 (izquierda). Vector vorticidad horizontal en un entorno con cizalladura vertical del viento unidireccional.

Figura II.1.6 (derecha). Vorticidad vertical generada por inclinación en la vertical del vector vorticidad horizontal.

La componente vertical de vorticidad puede crearse simplemente por inclinación ("tilting") en la vertical de la vorticidad horizontal existente (Fig. II.1.6). Tal y como se acepta ampliamente, este es el principal mecanismo de creación del mesociclón de niveles medios en las supercélulas.

La componente de vorticidad horizontal paralela al flujo se conoce como vorticidad "streamwise", mientras que la componente perpendicular se conoce como vorticidad "crosswise". En el caso de la vorticidad "streamwise", que aparece cuando la dirección del viento cambia con la altura, se puede mentalmente imaginar el flujo como helicoidal y de aquí proviene precisamente el término *helicidad*. En la Fig. II.1.7 (extraída de Doswell, 1997) se muestra un esquema que pretende aclarar el concepto de helicidad, aunque no se debe interpretar que lo que aparece en la figura son las trayectorias reales del aire: el flujo puede ser puramente horizontal, con el aire en un determinado nivel deslizándose en relación con el aire de niveles por encima y por debajo.

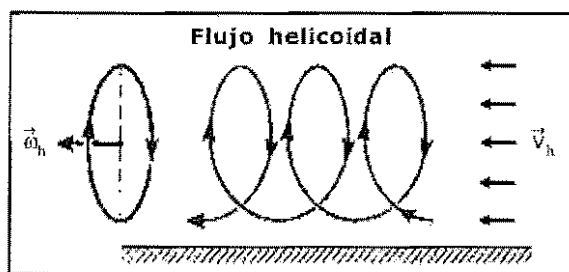


Figura II.1.7. Esquema conceptual de flujo helicoidal.

La *helicidad relativa a la tormenta* (SRH) es una medida de la componente de vorticidad "streamwise" que tiene el flujo que alimenta a la tormenta y puede servir como estimación de la capacidad para generar una rotación en la corriente ascendente. Se obtiene multiplicando el viento relativo a la tormenta por la vorticidad horizontal y realizando la suma de esta cantidad sobre la profundidad del flujo de entrada (normalmente 3 ó 4 km):

$$SRH = \int_0^h (\vec{V} - \vec{C}) \cdot \vec{\omega}_h dz$$

donde el vector  $\vec{C}$  es el vector de movimiento de la tormenta,  $\vec{V}$  es el viento y  $\vec{\omega}_h$  es la vorticidad horizontal. Para obtener la SRH se suele usar una velocidad de movimiento de la tormenta igual al 75% de la velocidad promedio del viento en la capa 3-10 km y una dirección igual a la dirección promedio de la capa 3-10 km girada 30° a la derecha.

Si predomina la vorticidad "streamwise" en el flujo de entrada, la helicidad relativa a la tormenta será alta y habrá mayor probabilidad de que la corriente ascendente presente rotación.

Valores de SRH superiores a 150 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> son indicativos de la posibilidad de aparición de supercélulas (no quiere decir que no puedan aparecer con valores más pequeños), aunque estudios recientes (RASMUSSEN Y BLANCHARD, 1998) han puesto de manifiesto el problema de falsas alarmas que puede tener este índice si se usa en solitario.

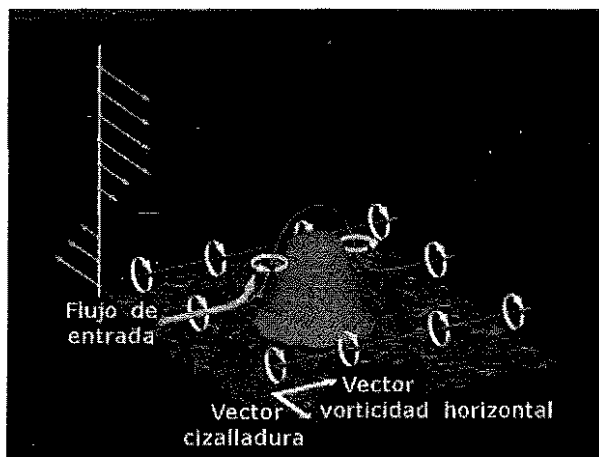


Figura II.1.8. Conversión de vorticidad horizontal en el flujo de entrada en vorticidad vertical.

## II.1.5. Parámetros que combinan información sobre la estabilidad y la cizalladura

### Número de Richardson Global (NRG)

El parámetro NRG (conocido en la terminología anglosajona como BRN) combina la cizalladura existente entre la capa límite y los primeros 6 km con el CAPE, por medio de la siguiente expresión (WEISMAN AND KLEMP, 1982):

$$NRG = CAPE / (0,5 * (CIZBL6)^2)$$

Es un valor empírico adimensional que se ha introducido para dar una indicación del tipo de desarrollos convectivos que pueden esperarse: tormentas ordinarias, estructuras multicelulares o supercélulas. Puede interpretarse como la razón entre la energía potencial disponible para la convección debida a la inestabilidad termodinámica y la energía cinética disponible para la convección debida a la cizalladura vertical del viento.

Trabajos observacionales y numéricos sugieren que el crecimiento de células ordinarias o estructuras multicelulares ocurre preferentemente para valores del NRG mayores que 35-40, mientras que el desarrollo de supercélulas ocurre para valores comprendidos entre 10-50 (Fig. II.1.9).

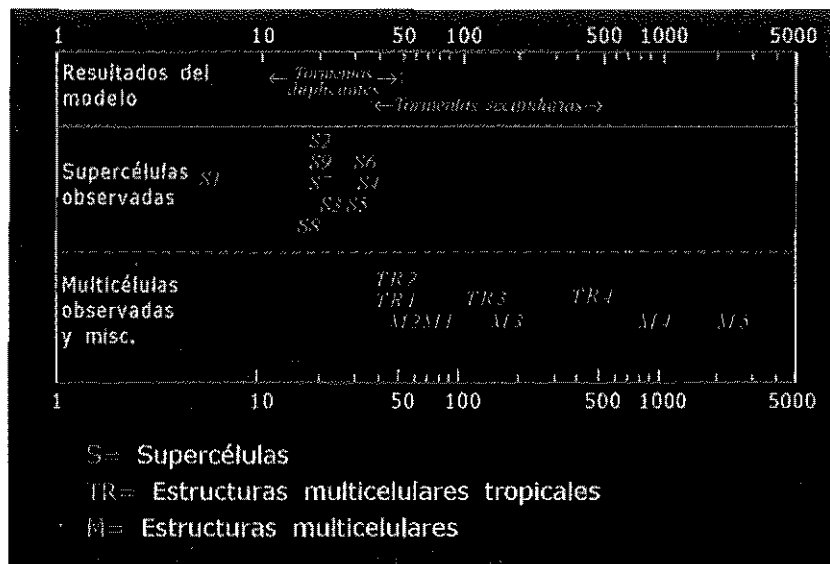


Figura II.1.9. NRG calculado para tormentas simuladas numéricamente y para una serie de tormentas documentadas. S representan supercélulas; M, estructuras multicelulares; y TR, tormentas tropicales (adaptado de WEISSMAN AND KLEMP, 1982).

Las supercélulas no ocurren para valores superiores a 50, bien sea porque la cizalladura es débil o porque el embolsamiento frío en superficie y el frente de racha asociado son muy intensos y se mueven rápidamente alejándose de la corriente ascendente. Para valores inferiores a 10 la cizalladura puede ser muy fuerte en relación con la inestabilidad para que se desarrollen las tormentas; sin embargo, si las tormentas se desarrollan en esos entornos con fuerte cizalladura la posibilidad de que aparezcan supercélulas es alta (como ocurre en situaciones de fuerte cizalladura con fuerte forzamiento sinóptico). En general, este criterio es aplicable cuando el valor del CAPE es significativo, superior a 1 300-1 500 J/kg, y no cuando los valores de CAPE son pequeños.

Los resultados del trabajo de RASMUSSEN Y BLANCHARD (1998) indican que el NRG no es un buen discriminador de entornos favorables a supercélulas ya que, si bien en el 75% de los casos de supercélulas estudiados los sondeos tenían un NRG < 17, también el 50% de los casos de convección no supercelular presentaban esos valores.

### Índice de helicidad-energía (EHI)

Con objeto de caracterizar qué combinaciones de flotabilidad y cizalladura parecen más proclives a estar asociadas con entornos favorables a tornados fuertes y muy fuertes, JOHNS ET AL. (1993) elaboraron una serie de gráficos combinados de CAPE con algunos parámetros de cizalladura, como la cizalladura 0-2 km y la helicidad relativa a la tormenta en la capa 0-2 km. El resultado puede verse en la Fig. II.1.10, donde se observa que existe un CAPE mínimo y una cizalladura mínima asociada con tornados fuertes y violentos. Además, es necesario menos CAPE cuando la cizalladura vertical es fuerte y más CAPE cuando la cizalladura del viento es más débil.

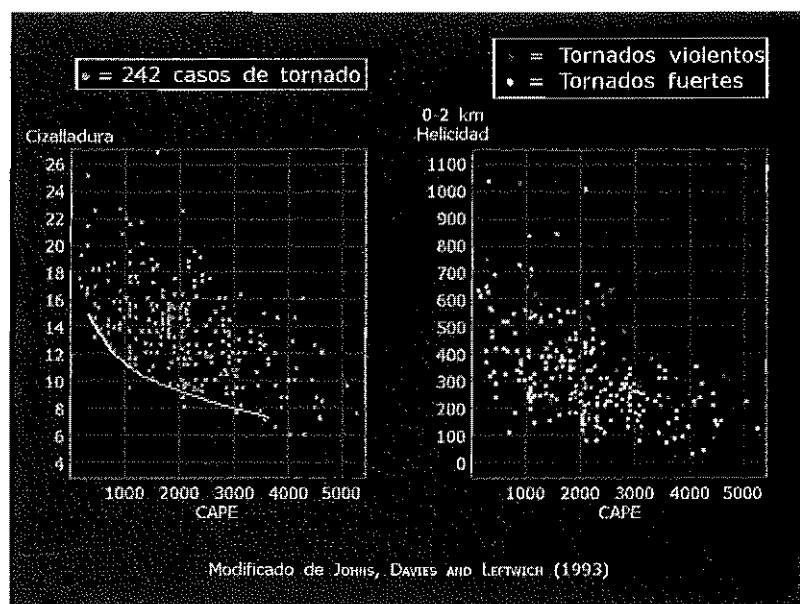


Figura II.1.10. Valores del CAPE y la cizalladura vertical (izquierda) y del CAPE y la helicidad (derecha) para un conjunto de situaciones con tornados fuertes y violentos.

Estos diagramas sugieren que el producto del CAPE y la cizalladura vertical puede proporcionar un parámetro útil para la predicción de entornos favorables a tornados (y también a supercélulas, ya que la mayor parte de los tornados fuertes y violentos están asociados con fuertes supercélulas).

Esta es la base del *Índice de Helicidad-Energía*, que combina el CAPE, una medida de la flotabilidad de la burbuja que asciende y la SRH, una medida de la capacidad para generar rotación en la corriente ascendente. Se define como el producto del CAPE y de la SRH, normalizado por un factor de  $1,6 \times 10^5$ :

$$EHI = 1,6 \times 10^5 (CAPE * SRH)$$

Se usa operativamente en Norteamérica, con valores superiores a 1 indicando la posibilidad de supercélulas y superiores a 2 indicando una gran probabilidad de supercélulas (valores superiores a 2,5 indicarían probabilidad de tornados). Según el estudio de RASMUSSEN Y BLANCHARD (1998) parece que es un buen discriminador de tormentas ordinarias, supercélulas y tornados.

### II.1.6. Uso de la hodógrafa

Aunque ya se haya apuntado la conveniencia de haber leído previamente el capítulo 1.2 acerca de los procesos físicos que controlan la estructura y evolución de los fenómenos convectivos, es completamente necesario, antes de continuar con este apartado, conocer el contenido del apartado dedicado a la interacción de la cizalladura con la corriente ascendente.

#### Interpretación de la hodógrafa

Dado que las investigaciones recientes han mostrado que el perfil de viento ejerce una fuerte influencia sobre el comportamiento de las tormentas que se desarrollan en un ambiente termodinámico determinado, el análisis de la hodógrafa se ha revitalizado en las prácticas operativas, como una magnífica herramienta para predecir el tipo y el movimiento de los fenómenos convectivos. Y esto es así debido a que la hodógrafa es especialmente útil para revelar las características claves del perfil vertical de viento.

Lo que esencialmente muestra la hodógrafa es cómo el viento cambia con la altura, es decir, la *cizalladura vertical del viento*. El vector cizalladura del viento entre dos niveles consecutivos del sondeo forma un trozo de la hodógrafa. Cuando el viento gira con la altura en contra de las agujas del reloj se dice que es "*backing*", mientras que cuando gira según las agujas del reloj se dice que es "*veering*". Un viento "*backing*" en una determinada capa es indicativo de la existencia de advección fría en esa capa, mientras que si es "*veering*" existirá advección de aire cálido en la capa.

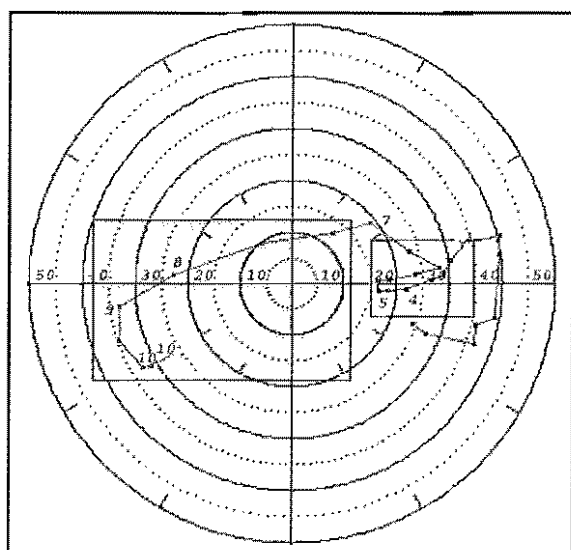


Figura II.1.11. Ejemplo de hodógrafa.

Si el vector cizalladura es "*backing*" la hodógrafa también gira en sentido contrario a las agujas del reloj, mientras que si es "*veering*" la hodógrafa gira en sentido de las agujas del reloj. En el ejemplo de la Fig. II.1.11 puede verse que entre superficie y 700 mb la hodógrafa gira en el sentido de las agujas del reloj (ya que el vector cizalladura también lo hace) mientras que entre, aproximadamente, 500 mb y 300 mb la hodógrafa gira en sentido contrario (al igual que el vector cizalladura).

Además de la magnitud de la cizalladura del viento, la forma de la hodógrafa es fundamental a la hora de anticipar la estructura y evolución de las tormentas. No es lo mismo cuando la hodógrafa es una línea recta (cizalladura unidireccional) que cuando presenta curvatura. En este último caso, tampoco es lo mismo que la hodógrafa se curve según las agujas del reloj que en sentido contrario.

Que la cizalladura vertical del viento sea debida a cambios en velocidad, en dirección o a ambos no es lo más relevante y dice poco acerca de la forma de la hodógrafa. Aunque la cizalladura por cambios de velocidad da lugar siempre a hodógrafas rectas y la cizalladura por cambios de dirección a hodógrafas curvas, las combinaciones de las dos pueden dar lugar tanto a hodógrafas rectas como curvas (Fig. II.1.12).

Los estudios teóricos y de modelización han demostrado que los procesos internos que provocan el movimiento de las células tormentosas dependen de las características de la cizalladura vertical del viento y no del viento medio ambiental. La hodógrafa es, por tanto, la mejor herramienta para evaluar el posible movimiento de las tormentas que

puedan surgir. Estos procesos son invariantes galileanos, lo que quiere decir que el movimiento de la tormenta es el mismo, relativo a la cizalladura vertical del viento, cualquiera que sea la posición del perfil de cizalladura vertical con respecto al origen de la hodógrafa.

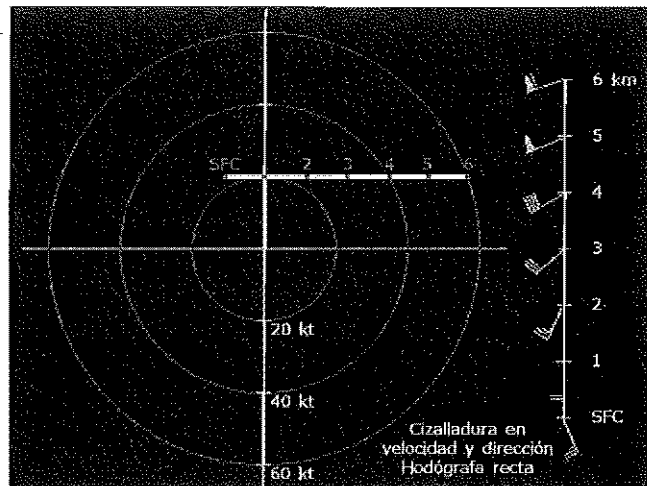


Figura II.1.12. Hodógrafa recta en un entorno con cizalladura vertical debida a cambios de velocidad y dirección.

### Hodógrafas de perfiles de cizalladura unidireccionales

Cuando la hodógrafa es más o menos una línea recta, y la cizalladura moderada a fuerte (por supuesto, siempre que exista inestabilidad), las observaciones y los resultados de modelización indican que los desarrollos convectivos más probables son parejas de tormentas separadas ("splitting storms"), una rotando ciclónicamente y moviéndose hacia la derecha del vector cizalladura y la otra girando anticiclónicamente y moviéndose a la izquierda. Ambas tienden a persistir, ya que este entorno no favorece el crecimiento especial de ninguna de ellas.

En la Fig. II.1.13 puede verse un esquema de lo que puede esperarse con cizalladura unidireccional (la cizalladura es del oeste). Los números 2,5 y 5 en el esquema de la hodógrafa a la izquierda de la figura indican la altura en km. Los círculos grandes y pequeños representan corrientes ascendentes fuertes y débiles, respectivamente, y se indica el sentido de rotación de las tormentas.

En la Fig. II.1.14 se presenta el resultado de una simulación numérica con cizalladura fuerte y marcada inestabilidad a las dos horas del foco convectivo inicial. La pareja de tormentas separadas que se desarrollan sobre el frente de racha se convierten en supercélulas que son imágenes especulares una de la otra (en el gráfico se presenta la situación a las 2 horas de comenzar la simulación). Las letras R y L sobre la hodógrafa indican el movimiento aproximado de las supercélulas ciclónica y anticiclónica,

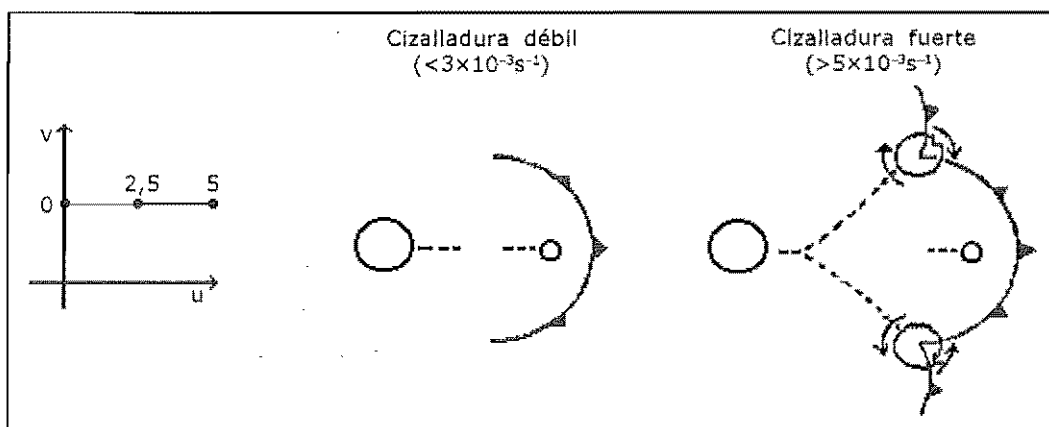


Figura II.1.13. Desarrollo de células convectivas en un entorno con cizalladura unidireccional débil y fuerte. La forma de la hodógrafa aparece a la izquierda.



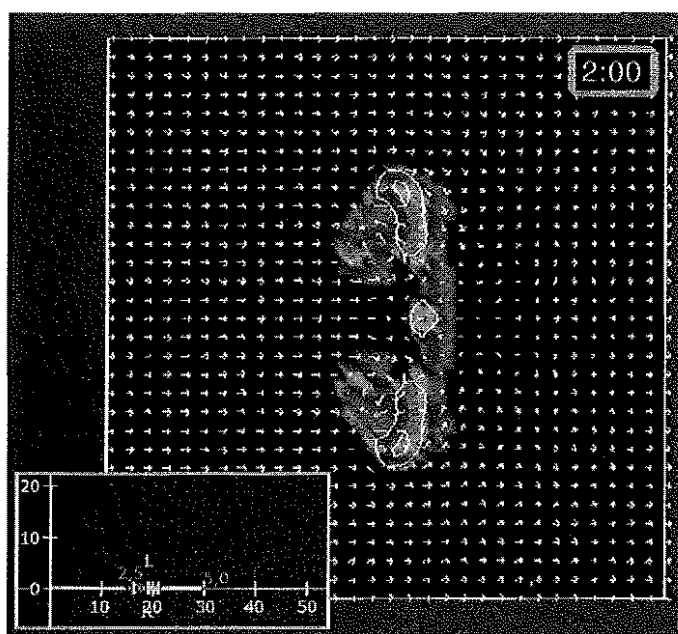


Figura II.1.14. Resultado de una simulación numérica con cizalladura unidireccional fuerte y marcada inestabilidad a las dos horas del foco convectivo inicial. Desarrollo de dos tormentas separadas, imagen especular una de la otra. Véase el texto para más detalles.

respectivamente. I indica el movimiento de la célula inicial y M el movimiento medio del sistema en conjunto. Se muestra en escala de grises la sección horizontal de proporción de mezcla del agua de lluvia a 4 km, junto con los vientos relativos a la tormenta y los contornos con la intensidad de la corriente ascendente. Esta simulación, así como todas las otras que se presentan posteriormente, ha sido obtenida con el modelo numérico de nubes de Klemp-Wilhelmson.

Por lo que respecta al movimiento de las células convectivas, este variará considerablemente en función del cuadrante en el que aparezca la hodógrafa. La dinámica interna favorece la propagación de las células a la derecha y a la izquierda de la cizalladura vertical del viento para las células ciclónica y anticiclónica, respectivamente. De forma general, para estimar el movimiento se obtiene primero el viento medio (0-6 km) y después el vector cizalladura media vertical del viento (también hasta 6 km). Para la célula ciclónica

(R), el movimiento se obtiene desplazándose a partir del extremo del viento medio una distancia equivalente a 3-8 m/s perpendicular al vector cizalladura y a la derecha del mismo. Para la anticiclónica (L), se obtiene de la misma forma pero desplazándose hacia la izquierda del vector cizalladura.

De esta manera, para cizalladura del viento del oeste, si el perfil se sitúa en el primer cuadrante de la hodógrafa (Fig. II.1.15), el miembro ciclónico (marcado R en la figura) se moverá más despacio y a la derecha del viento medio (el miembro anticiclónico, L, se moverá más deprisa y a la izquierda del viento medio). El vector cuyo extremo se sitúa sobre la hodógrafa indica el viento medio.

Sin embargo, si el perfil se sitúa en el segundo cuadrante (Fig. II.1.16), la célula ciclónica (R) se movería más deprisa y a la derecha del viento medio (la anticiclónica L, más despacio y a la izquierda del viento medio).

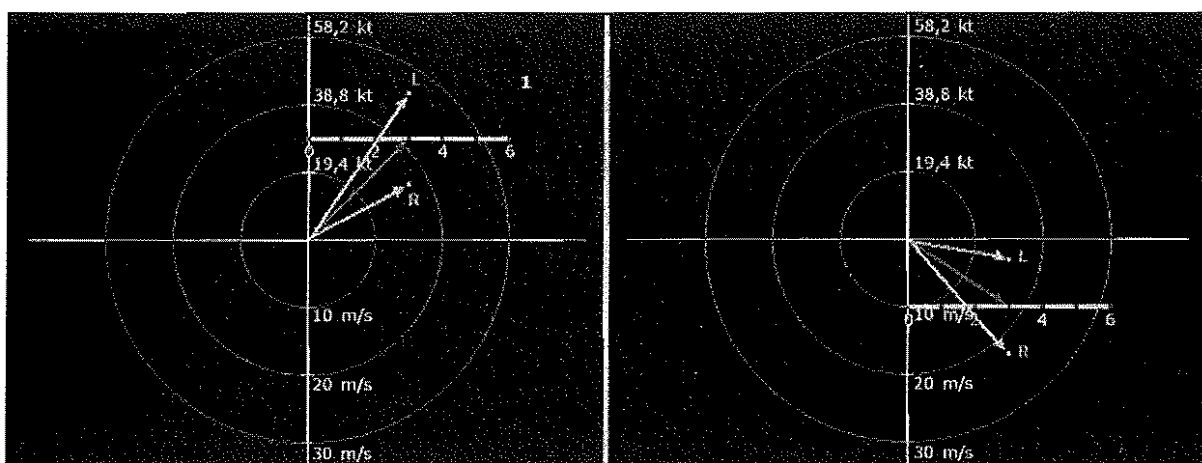


Figura II.1.15 (izquierda). Movimiento de las células ciclónica y anticiclónica para un perfil de cizalladura unidireccional situado en el primer cuadrante.

Figura II.1.16 (derecha). Movimiento de las células ciclónica y anticiclónica para un perfil de cizalladura unidireccional situado en el segundo cuadrante.

### Hodógrafas de perfiles de cizalladura curvos

Sí existe la cizalladura apropiada, las investigaciones (KLEMP AND WILHELMSON, 1978; WEISMAN AND KLEMP, 1984) han mostrado que cuando la hodógrafa presenta una curvatura significativa en los kilómetros más bajos, un miembro de la pareja de tormentas separadas ve favorecido su desarrollo con respecto al otro: mientras uno permanece, el otro tiende a disiparse rápidamente.

Un giro según las agujas del reloj de la hodógrafa en niveles bajos favorece el crecimiento de la tormenta que gira ciclónicamente (y que se mueve hacia la derecha del vector cizalladura vertical del viento). Si el giro de la hodógrafa es en contra de las agujas del reloj ocurre lo contrario. En la Fig. II.1.17 se muestra un esquema de lo que puede esperarse para una hodógrafa que gira según las agujas del reloj (climatológicamente, es la situación más frecuente).

Dado que la tormenta más típica asociada a una supercélula es una que se mueve a la derecha y que gira ciclónicamente, la presencia de una hodógrafa caracterizada por presentar en los kilómetros más bajos del sondeo un giro según las agujas del reloj es una indicación muy importante de cara a la posible aparición de supercélulas. En la Fig. II.1.18 puede verse una simulación numérica (al cabo de 2 horas) en la que se desarrolla una supercélula ciclónica que se mueve a la derecha de la cizalladura vertical del viento.

Para estimar el movimiento de las células que aparecen en entornos con hodógrafas curvas se siguen, en principio, los mismos pasos que se comentaron anteriormente para el caso de cizalladura unidireccional. El problema con las hodógrafas curvas está únicamente relacionado con la mayor dificultad para obtener el viento medio y el vector cizalladura media del viento cuando la hodógrafa es complicada.

Cuando la hodógrafa no presenta las características típicas generalmente asociadas con el desarrollo de supercélulas y tornados, aun existiendo cizalladura moderada, es más probable que aparezcan otros tipos de convección, como estructuras multicelulares y líneas de turbonada (SCM en forma de línea). Aunque siempre debe tenerse presente que pueden existir estructuras subsinópticas, difíciles de tener en cuenta con antelación, que modifiquen la hodógrafa en la dirección más favorable a la aparición de supercélulas, así como que la hodógrafa, bajo determinadas circunstancias, puede variar significativamente en pocas horas.

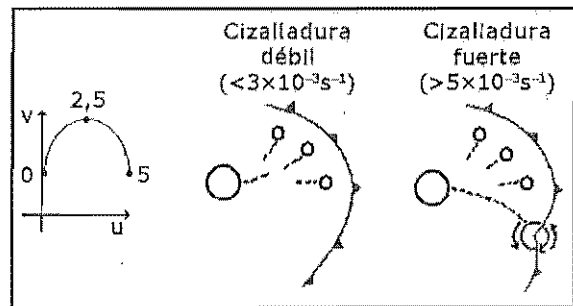


Figura II.1.17. Desarrollo de células convectivas en un entorno con cizalladura curva débil y fuerte. La forma de la hodógrafa aparece a la izquierda.

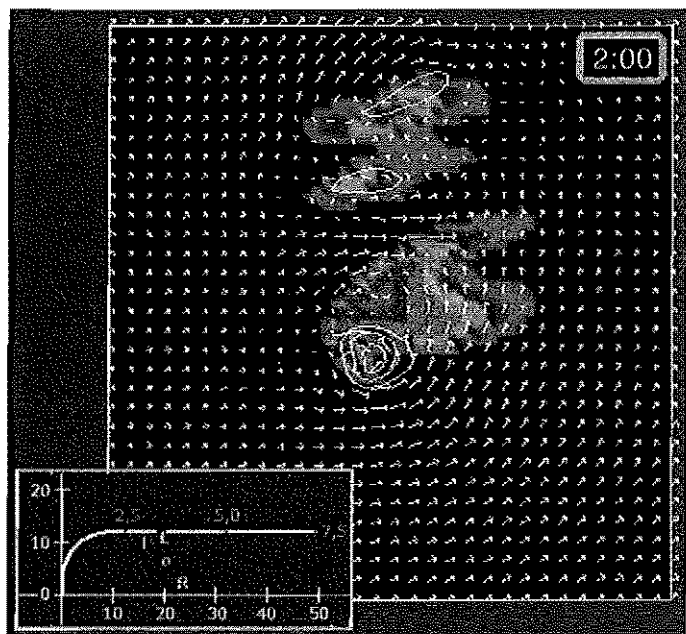


Figura II.1.18. Resultado de una simulación numérica con cizalladura curva fuerte y marcada inestabilidad a las dos horas del foco convectivo inicial. Desarrollo significativo de la célula ciclónica que se mueve a la derecha. Los detalles como en la Fig. II.1.14.

#### Nota:

La fuente de las figuras II.1.4, II.1.5, II.1.6, II.1.8, II.1.10, II.1.12, II.1.14, II.1.15, II.1.16 y II.1.18 es el Cooperative Program for Operational Meteorology, Education and Training (COMET) de la University Corporation for Atmospheric Research. Copyright © 1999 University Corporation for Atmospheric Research. Todos los derechos reservados.

## II.2. USO DE MODELOS NUMÉRICOS PARA EVALUAR ENTORNOS FAVORABLES AL DESARROLLO DE FENÓMENOS CONVECTIVOS Y SUS EFECTOS EN SUPERFICIE

### II.2.1. Introducción

En la actualidad, la herramienta insustituible de los predictores en el corto plazo son los modelos numéricos, que proporcionan las guías básicas para elaborar los productos de predicción. Estos modelos producen simulaciones cada vez más precisas, debido fundamentalmente a las mejoras introducidas en la asimilación de datos y en las distintas parametrizaciones, sin olvidar las mejoras en la resolución, tanto horizontal como vertical. De esta forma, experimentos recientes realizados con modelos de mesoescala han sido capaces de simular correctamente algunas de las características generalmente asociadas con los SCM (sistemas convectivos de mesoescala) en forma de línea, como la fuerte convección en la zona delantera del sistema, la región de lluvia estratiforme trasera, las mesoaltas en superficie, etc. (ZHENG ET AL., 1995).

Aun a pesar de que los modelos todavía no son todo lo perfectos que sería de desear, se ha demostrado que contienen información muy útil acerca de la variación espacial y temporal de la estructura cinemática y termodinámica de la atmósfera, incluso para fenómenos convectivos de tipo severo (STENSRUD ET AL., 1997).

Paralelamente a las mejoras introducidas en modelización numérica, la investigación sobre convección profunda y fenómenos severos ha conducido, asimismo, a un mejor conocimiento de estos fenómenos, tanto por lo que respecta a los entornos en los que se desarrollan como a los procesos físicos que controlan su estructura y evolución (véase el módulo sobre Procesos físicos).

Desde el punto de vista de la predicción, la combinación de esos dos factores (mayor conocimiento de los fenómenos convectivos y guías numéricas más precisas) deberá conducir a mejoras significativas en las tareas operativas. Esto afectará tanto a la predicción del lugar y el momento más probable para el desarrollo de convección profunda, como a la predicción del tipo más probable de los fenómenos convectivos.

La mayor y más adecuada capacidad de simulación de los modelos provocará también, sin duda, mejoras en la predicción a corto plazo de los posibles fenómenos en superficie asociados a los desarrollos convectivos. Como veremos en este módulo, estos fenómenos dependen (en algunos casos en gran medida) de variables ambientales que pueden evaluarse por medio de salidas (directas o no) de modelos numéricos.

Pero, por otro lado, dada la cantidad de información que nos proporcionan los modelos numéricos, en bastantes ocasiones imposible de analizar con detalle bajo la presión de las tareas operativas, cada vez es más necesaria la existencia de procedimientos automáticos que analicen gran parte de esa información y presenten a los predictores productos sintéticos. Estos procedimientos tratarían de alertar a los predictores de la existencia de entornos atmosféricos favorables para el desarrollo de fenómenos significativos, lo cual podría ser de gran utilidad en la preparación de la estrategia de *nowcasting* y de avisos de fenómenos adversos.

### II.2.2. Consideraciones básicas

El problema de la predicción de la convección profunda en el corto plazo puede desglosarse, de forma bastante general, en varias tareas:

- En primer lugar se trataría de delimitar aquellas áreas en las que la aparición de la convección es más probable, buscando la presencia de ingredientes favorables.

- En una segunda etapa, se trataría de predecir el tipo de convección que puede desarrollarse, así como los fenómenos de tiempo significativo asociados. Los conocimientos adquiridos durante las últimas décadas acerca de los distintos tipos de fenómenos convectivos serán fundamentales en esta labor.
- La última etapa (que no será tratada en este módulo), ya dentro de un rango de predicción de (0-3) horas, consistiría en la predicción del inicio de la convección, siendo clave la evaluación continuada de los datos de superficie y de teledetección.

Teniendo en cuenta cuáles son los ingredientes necesarios para que aparezca convección profunda (entorno condicionalmente inestable, suficiente humedad de la burbuja y mecanismo de forzamiento), el problema radica en determinar si estos ingredientes estarán presentes sobre una determinada zona al mismo tiempo (DOSWELL, 1987). Es necesario tener en cuenta y evaluar si alguno de los ingredientes, que inicialmente no estaba presente, puede entrar en juego en función de la evolución atmosférica prevista (desarrollo de fronteras, acercamiento sobre una zona inestable de una onda corta en niveles altos, etc.).

Lo que el predictor nunca debe olvidar es que los modelos numéricos son solo una parte del proceso de predicción. Y esto es todavía más importante cuando se trata de predecir el desarrollo y evolución de la convección, ya que las escalas espaciales y temporales implicadas están fuera de las capacidades de simulación de los actuales modelos operativos, que no pueden resolver explícitamente las tormentas.

### II.2.3. Identificación de mecanismos de disparo

---

Mientras que dos de los ingredientes necesarios para el desarrollo de convección profunda (la humedad y la presencia de inestabilidad) pueden ser evaluados de forma anticipada por medio de índices y parámetros bien conocidos, la cuestión del mecanismo de forzamiento es bastante más complicada y, de hecho, existen menos herramientas para identificarlo, la mayoría de ellas basadas en el conocimiento subjetivo del predictor.

El problema de la evaluación de la existencia de inestabilidad ha sido tratado en el capítulo II.1 dedicado al análisis de sondeos, siendo aplicables aquí todas las consideraciones que se hicieron en él, por lo que no será tratado en este capítulo de forma específica.

La existencia de un mecanismo de forzamiento es necesaria para iniciar la convección, ya que generalmente la atmósfera no es suficientemente inestable para que la convección ocurra de forma espontánea (excepto en capas muy poco profundas cerca de la superficie).

Tal y como ha mostrado DOSWELL (1987), los orígenes de este forzamiento no es probable que se encuentren en los ascensos a gran escala, ya que su magnitud (del orden de pocos cm/s) es demasiado pequeña para provocar el ascenso necesario en un tiempo razonable. Además, si así fuera, se esperaría que la convección comenzase en forma de nubosidad relativamente extensa, lo que es contrario a la observación. De esta manera se puede pensar que los flujos a gran escala crean las condiciones termodinámicas ambientales favorables para el desarrollo de la convección, mientras que los procesos mesoescalares proporcionan el ascenso necesario para la iniciación de la convección, al mismo tiempo que pueden modificar el entorno local e influir en el tipo de convección posible. En general, esos procesos mesoescalares son muy sensibles a las condiciones existentes en niveles cercanos al suelo, normalmente no muy bien simuladas por los modelos numéricos, lo que constituye un problema adicional de gran importancia desde el punto de vista operativo.

Más allá del uso de campos de movimiento vertical previstos por los modelos numéricos o de herramientas basadas en la teoría cuasigeostrófica (como la divergencia del vector  $\mathbf{Q}$ ), dos son los principales mecanismos de forzamiento que pueden ser evaluados de forma anticipada:

- a) el ascenso forzado relacionado con la presencia de una frontera;
- b) el que tiene su origen en la existencia de convergencia en niveles bajos.

#### Ascenso forzado relacionado con la presencia de una frontera

Tradicionalmente, uno de los elementos más importantes a la hora de identificar las áreas en las que las burbujas podrán ser forzadas a ascender es la existencia de fronteras en niveles cercanos al suelo.

El ejemplo de la situación del tornado de Sigüenza del 24 de mayo de 1993 puede ser ilustrativo (MARTÍN ET AL., 1995). En esta situación se desarrolló actividad convectiva intensa sobre la parte central de la Península, organizada en forma de línea. En las Figs. II.2.1 y II.2.2 pueden verse las condiciones en 500 hPa y 850 hPa a 12:00 UTC, respectivamente.

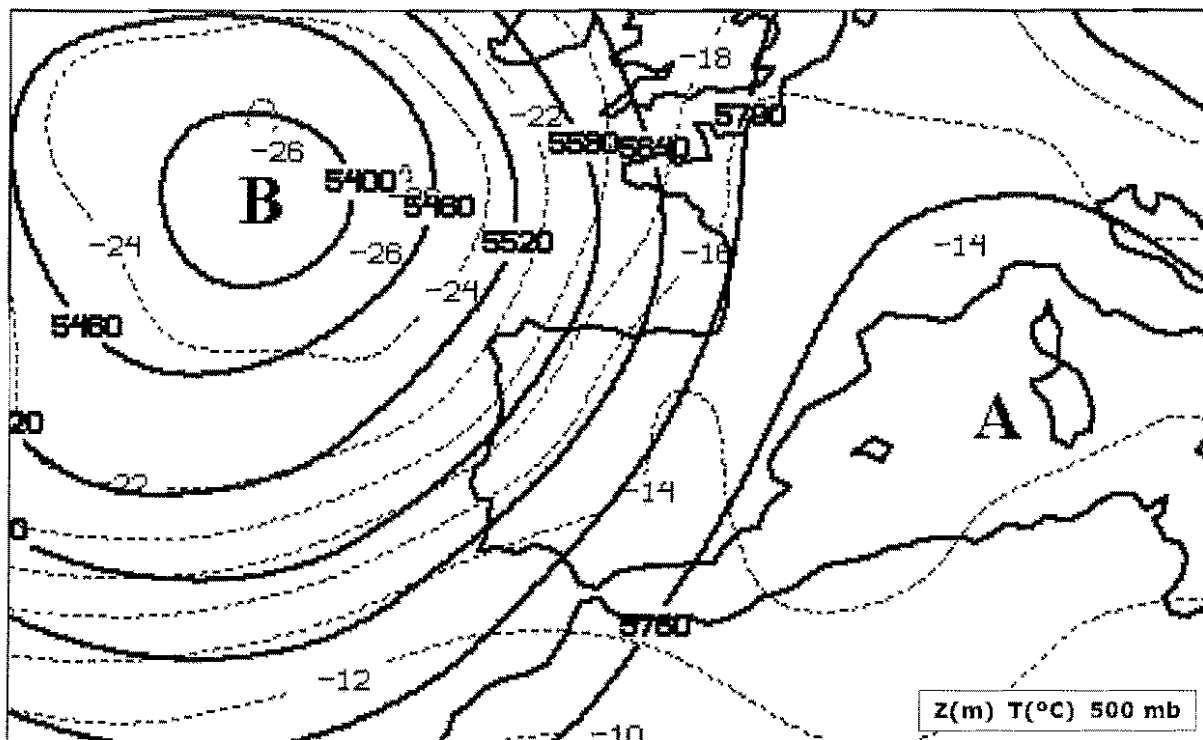


Figura II.2.1. Geopotencial (m) y temperatura (°C) en 500 hPa, el día 24-5-1993 a 12:00 UTC.

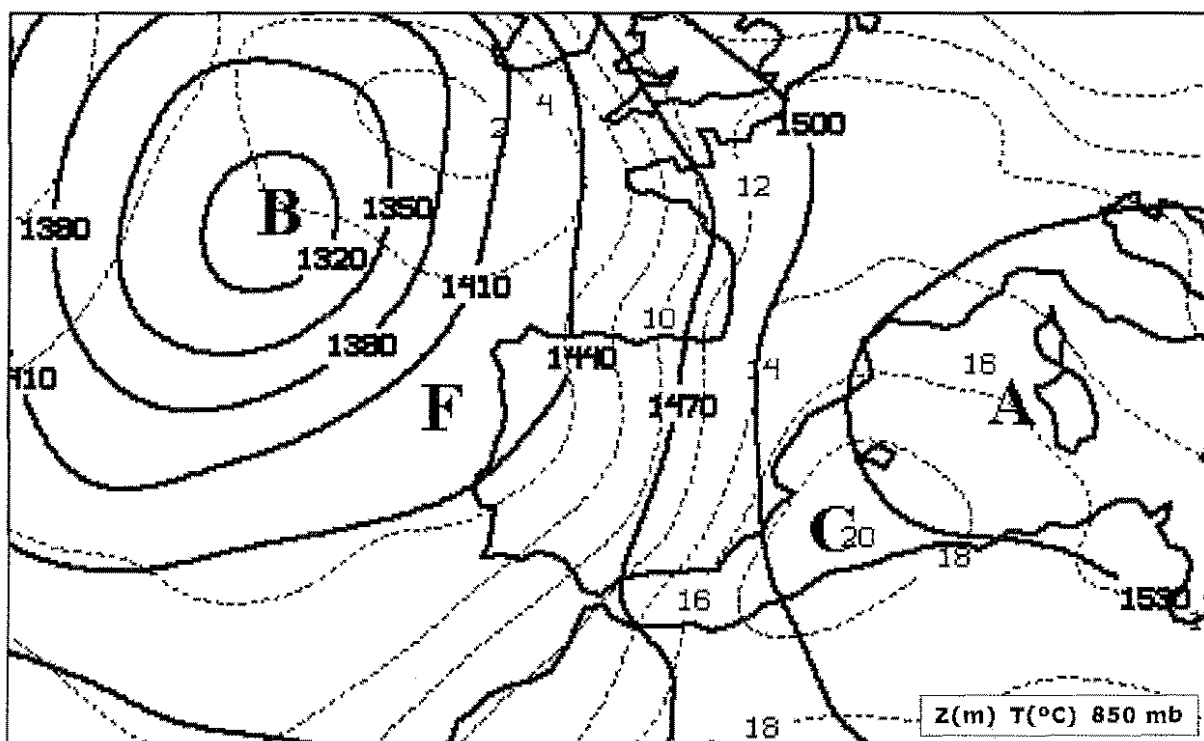


Figura II.2.2. Geopotencial (m) y temperatura (°C) en 850 hPa, el día 24-5-1993 a 12:00 UTC.

En ese trabajo se muestra que, sobre la Península, están presentes varios elementos significativos:

- un fuerte contraste térmico en niveles bajos orientado de norte a sur;
- advección cálida en la parte oriental de dicha frontera;
- una zona de mínimos de estabilidad potencial, que afecta a toda la parte oriental de la frontera;
- débil o nulo forzamiento dinámico en niveles medios-altos;
- cizalladura vertical del viento significativa (vientos del S ó SE en niveles bajos de 15-20 kt que pasan a SSW de 55-60 kt en niveles superiores).

Asociada a la frontera térmica existe una línea de cambio de viento atravesando la Península de norte a sur, tal y como se observa en la Fig. II.2.3, que presenta el análisis de líneas de corriente en superficie.

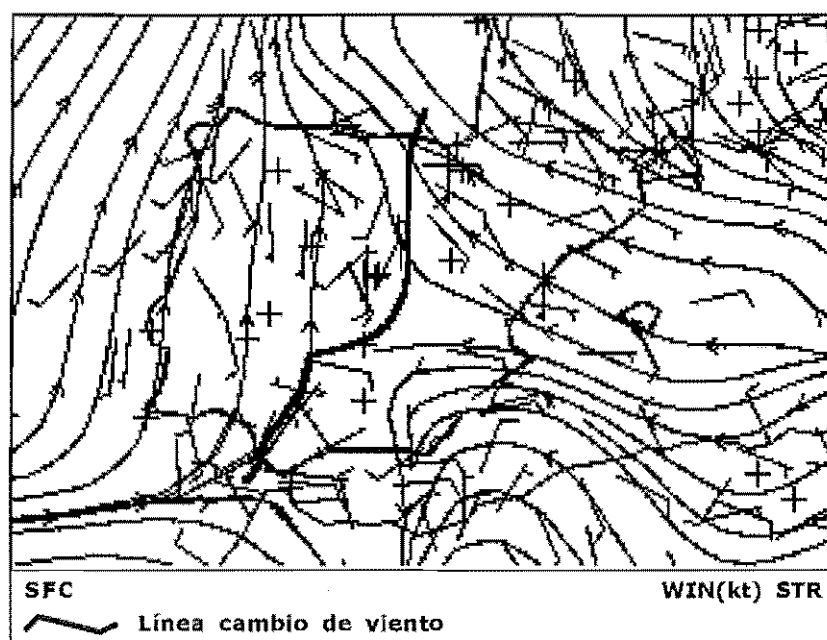


Figura II.2.3. Viento (kt) en superficie y análisis de líneas de corriente el día 24-5-1993 a 12:00 UTC.

También son significativos los sondeos de dos puntos ubicados en la parte occidental (Madrid) y oriental (Zaragoza) de dicha frontera a 12:00 UTC. Tal y como se observa en las Figs. II.2.4 y II.2.5, muestran la diferencia de masas de aire que existe a ambos lados de la frontera (temperatura y, sobre todo, humedad en la vertical) así como la cizalladura vertical del viento en este caso.

La principal actividad convectiva se concentró sobre la frontera de niveles bajos y al este de la misma.

### Existencia de convergencia del flujo de humedad en niveles bajos

Aunque deducir el movimiento vertical de los procesos de convergencia horizontal es una tarea complicada, ya que se necesita tener en cuenta todos los niveles de la atmósfera, la convergencia del viento y la convergencia del flujo de humedad en niveles bajos pueden proporcionar una estimación de la intensidad de los ascensos que cabe esperar.

De hecho, la convergencia en niveles bajos es ampliamente utilizada en tareas operativas, tanto en procedimientos con intervención del predictor (JOHNS Y DOSWELL, 1992) como en procedimientos objetivos automáticos (MILLS Y COLQUHOUN, 1998). La convergencia de humedad proporciona, además, información del grado de humedad del aire que asciende y ha sido utilizada con bastantes buenos resultados en algunos estudios recientes de caracterización (DUCROCQ ET AL., 1998; CALAS ET AL., 2000).

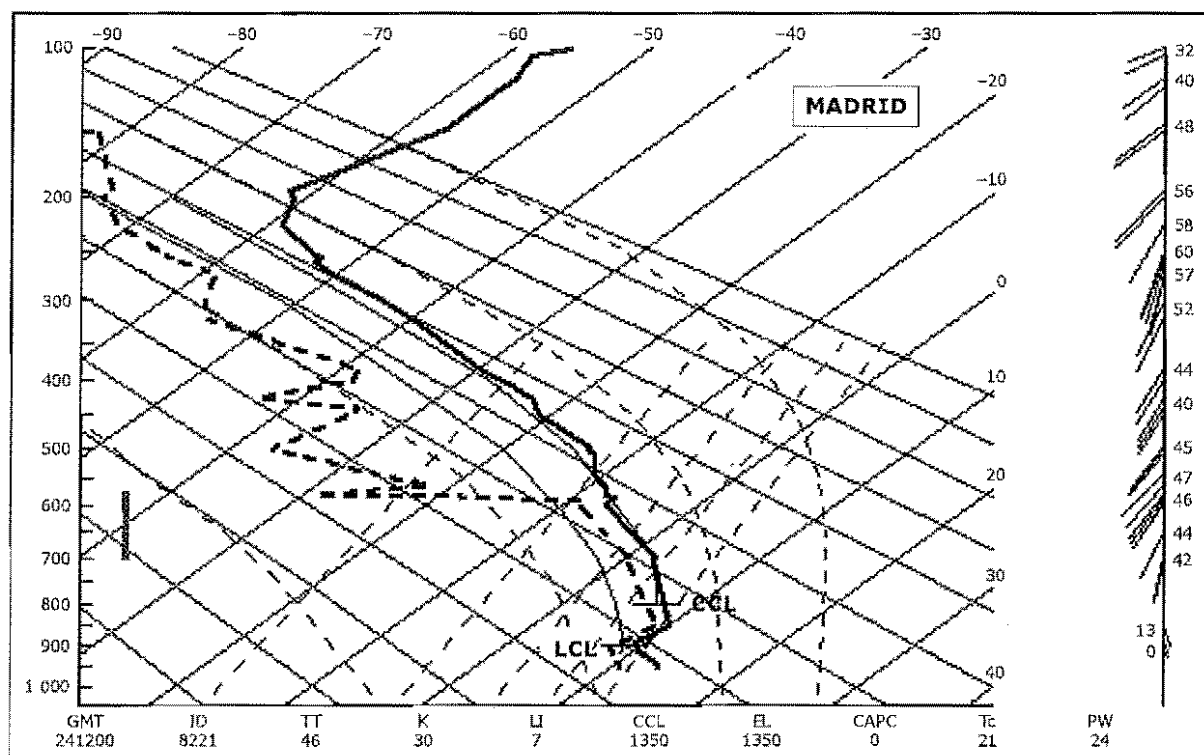


Figura II.2.4. Sondeo de Barajas del día 24-5-1993 a 12:00 UTC.

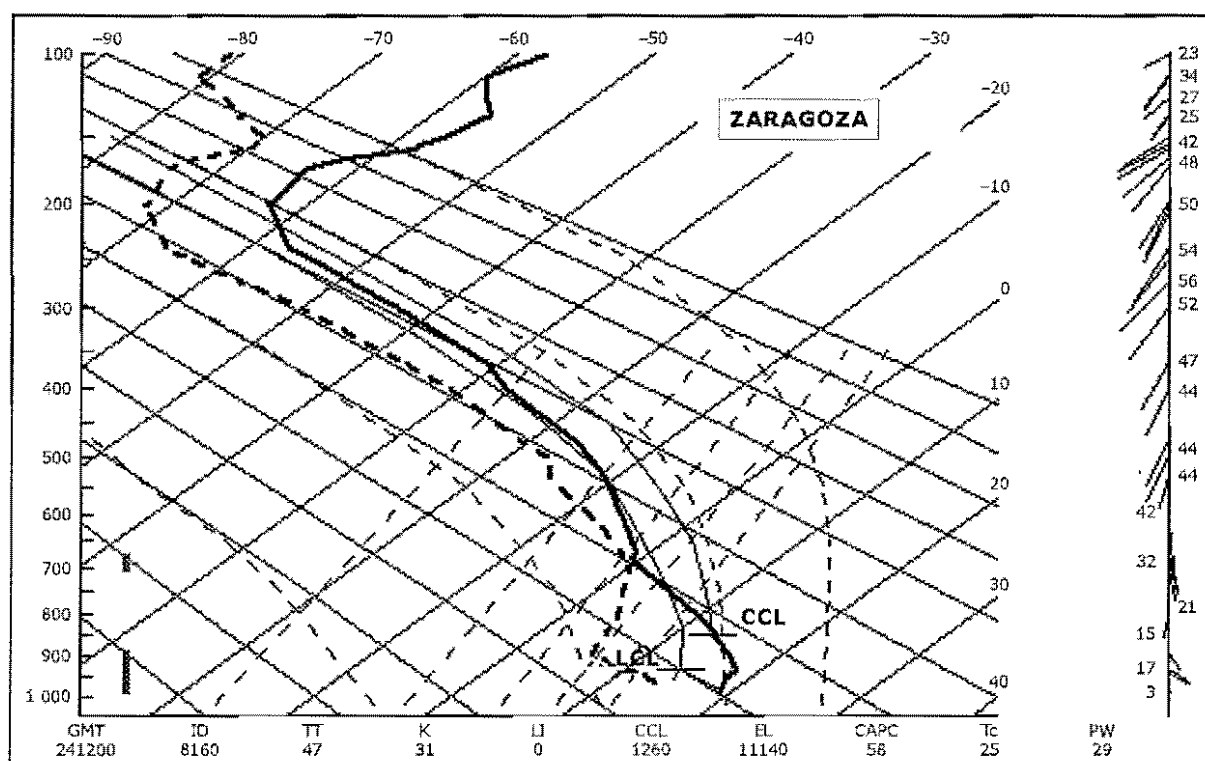


Figura II.2.5. Sondeo de Zaragoza del día 24-5-1993 a 12:00 UTC.

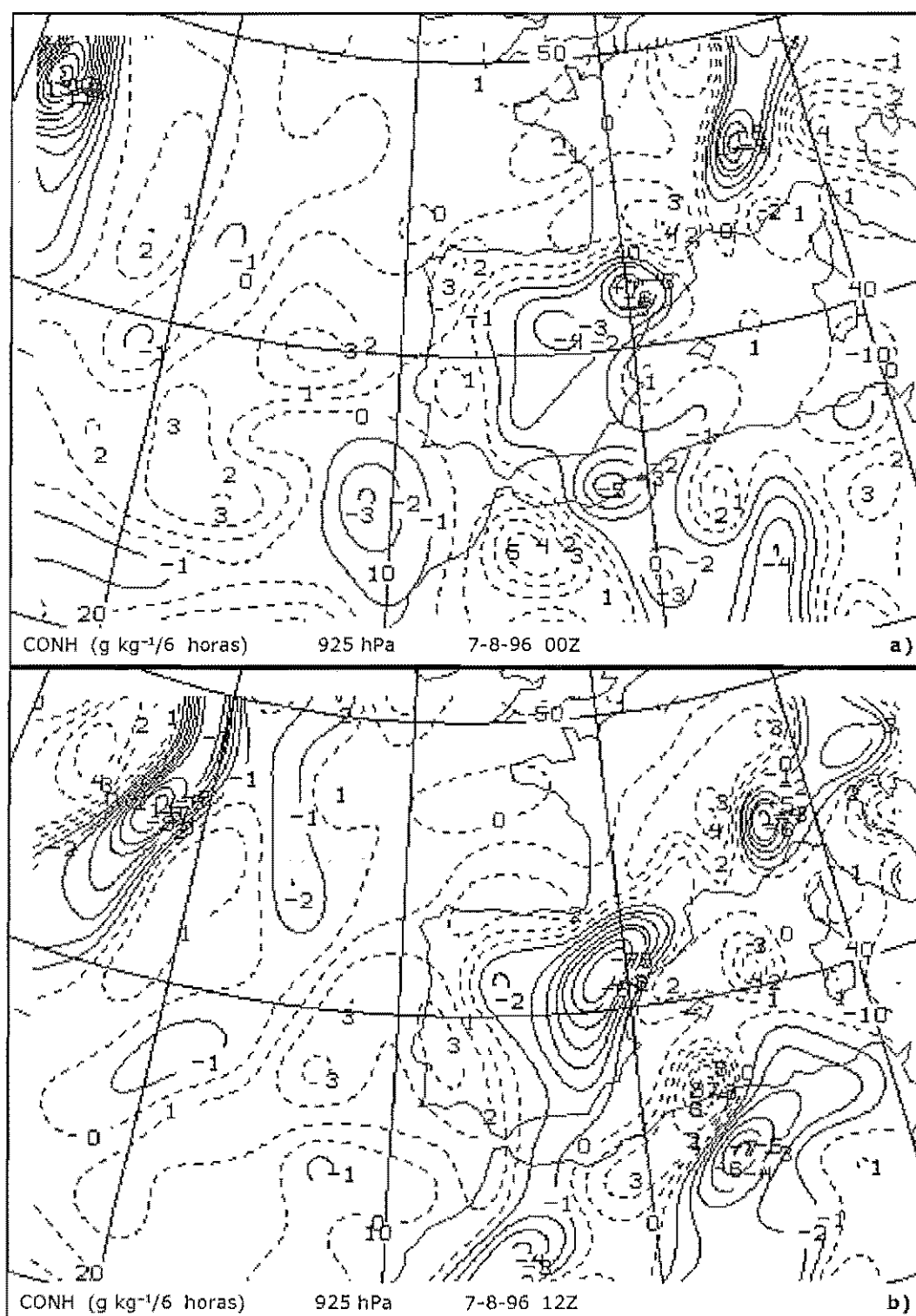


Figura II.2.6. Convergencia de humedad ( $\text{g/kg}$  cada 6 horas) en 925 hPa el día 7-8-96 para a) 00:00 UTC y b) 12:00 UTC.

El ejemplo de la Fig. II.2.6 muestra la convergencia de humedad en 925 hPa para la situación de Biescas (RIOSALIDO ET AL., 1997: *Estudio meteorológico de la situación del 7 de agosto de 1996*). Los altos valores sobre el valle del Ebro y los Pirineos centrales, tanto a 00:00 UTC como a 12:00 UTC, están ligados a la contraposición de dos flujos diferentes: un flujo de aire frío que penetra por la parte alta del valle del Ebro y un flujo del SE, cálido y húmedo, que proviene del Mediterráneo.



La combinación de una medida de la estabilidad atmosférica (por ejemplo, la inestabilidad potencial) y de una del mecanismo de disparo (por ejemplo, la convergencia de humedad) ha sido también usada por algunos autores (McGINLEY ET AL., 1991). En la Fig. II.2.7 puede verse una sección vertical SW-NE de estos campos que pasa por el Pirineo central para la situación de Biescas; se observa como sobre la zona del valle del Ebro y sur de los Pirineos existe una marcada convergencia del flujo de humedad y, además, una relativamente acusada inestabilidad potencial en niveles medios-bajos, con una tapadera de aire más estable situada por encima de los 500 hPa, permitiendo que los núcleos convectivos que aparezcan sobre la zona alcancen gran desarrollo, precisamente en una zona donde la capa con inestabilidad potencial es más profunda.

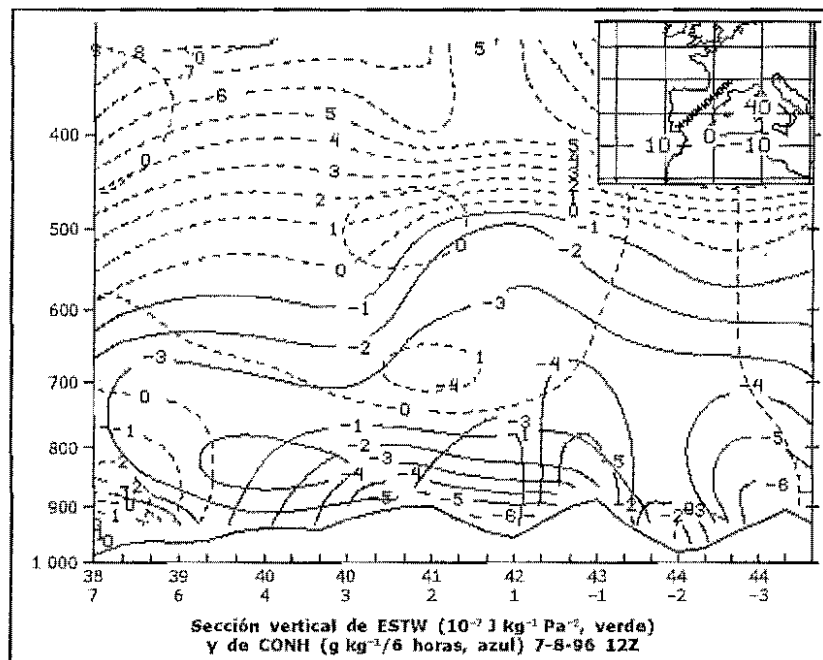


Figura II.2.7. Sección vertical de estabilidad húmeda ( $10^{-7} \text{ J kg}^{-1} \text{ Pa}^{-2}$ ) y de convergencia de humedad ( $\text{g/kg}$  cada 6 horas) el día 7-8-96 a 12:00 UTC.

#### II.2.4. Identificación de factores asociados con vientos fuertes en superficie

Los vientos fuertes en superficie no tornádicos de origen convectivo están asociados, generalmente, con el microfrente de racha que ocurre en la base de la corriente descendente. Las corrientes descendentes fuertes son conocidas como *downbursts*, mientras que los *microbursts* son aquellas que no se extienden más de 4 km de diámetro sobre la superficie.

Los ingredientes necesarios para este tipo de fenómenos son aquellos que inician y sostienen fuertes corrientes descendentes (JOHNS AND DOSWELL, 1992):

- La cantidad de agua líquida por unidad de volumen (el peso del agua condensada), que realiza el descenso de la burbuja.
- La flotabilidad negativa debida al enfriamiento por evaporación, que aparece cuando la precipitación cae a través de una capa de aire no saturada (la presencia de capas secas en niveles medios-bajos favorece el enfriamiento por evaporación). El enfriamiento, además, puede ser realizado por:
  - mayor contenido de agua líquida por unidad de volumen (mayor cantidad de agua disponible para la evaporación);
  - pequeño tamaño de las gotas (mayor evaporación);
  - un fuerte gradiente vertical de temperatura, que mantiene la flotabilidad negativa según va descendiendo la burbuja.

## Vientos fuertes en entornos con débil cizalladura

### Reventón (microburst) seco:

CARACENA ET AL. (1983) y WAKIMOTO (1985) han desarrollado métodos de predicción basados en análisis de sondeos anteriores a que se produzca el calentamiento diurno. Son aplicables principalmente en entornos en los que existe una capa profunda muy seca, con un gradiente de temperatura similar al gradiente adiabático seco, desde superficie hasta niveles medios. La convección en estas situaciones suele ser débil y el NCL alto, sin mucha inestabilidad. El sondeo tipo sería de la forma que se muestra en la Fig. II.2.8.

### Reventón (microburst) húmedo:

En este caso, el perfil (Fig. II.2.9) muestra altos valores de humedad en una capa profunda que comienza en superficie, con el tope de la capa húmeda extendiéndose en ocasiones más allá de 4-5 km por encima del suelo, mientras la humedad por encima es menor. Cuando ocurre el calentamiento diurno la inestabilidad puede incrementarse fuertemente. Un estudio de ATKINS Y WAKIMOTO (1991) mostró que la diferencia de temperatura potencial equivalente entre superficie y niveles medios podría ser una herramienta de predicción útil.

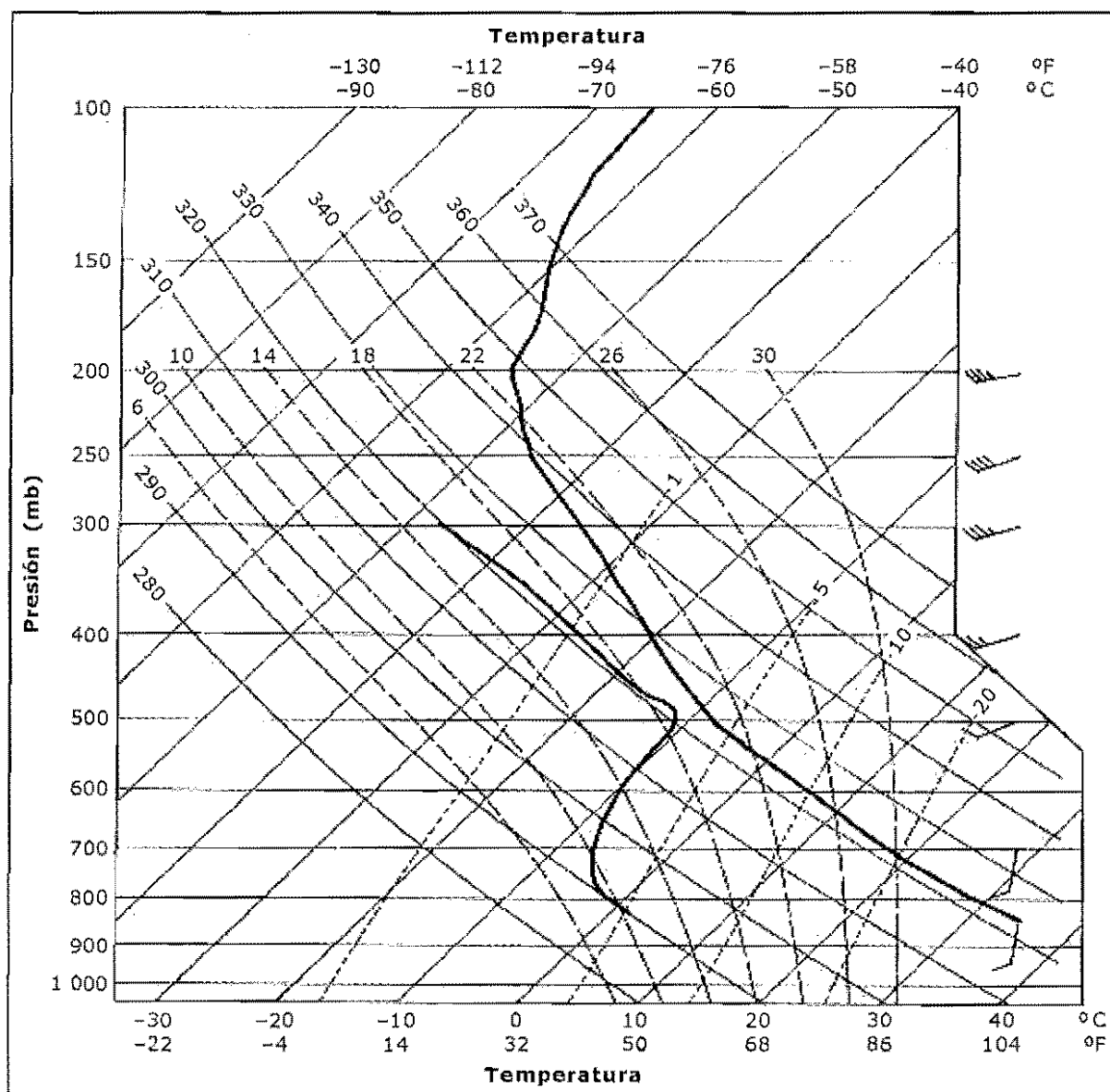


Figura II.2.8. Ejemplo de sondeo típico para un caso con reventón seco.

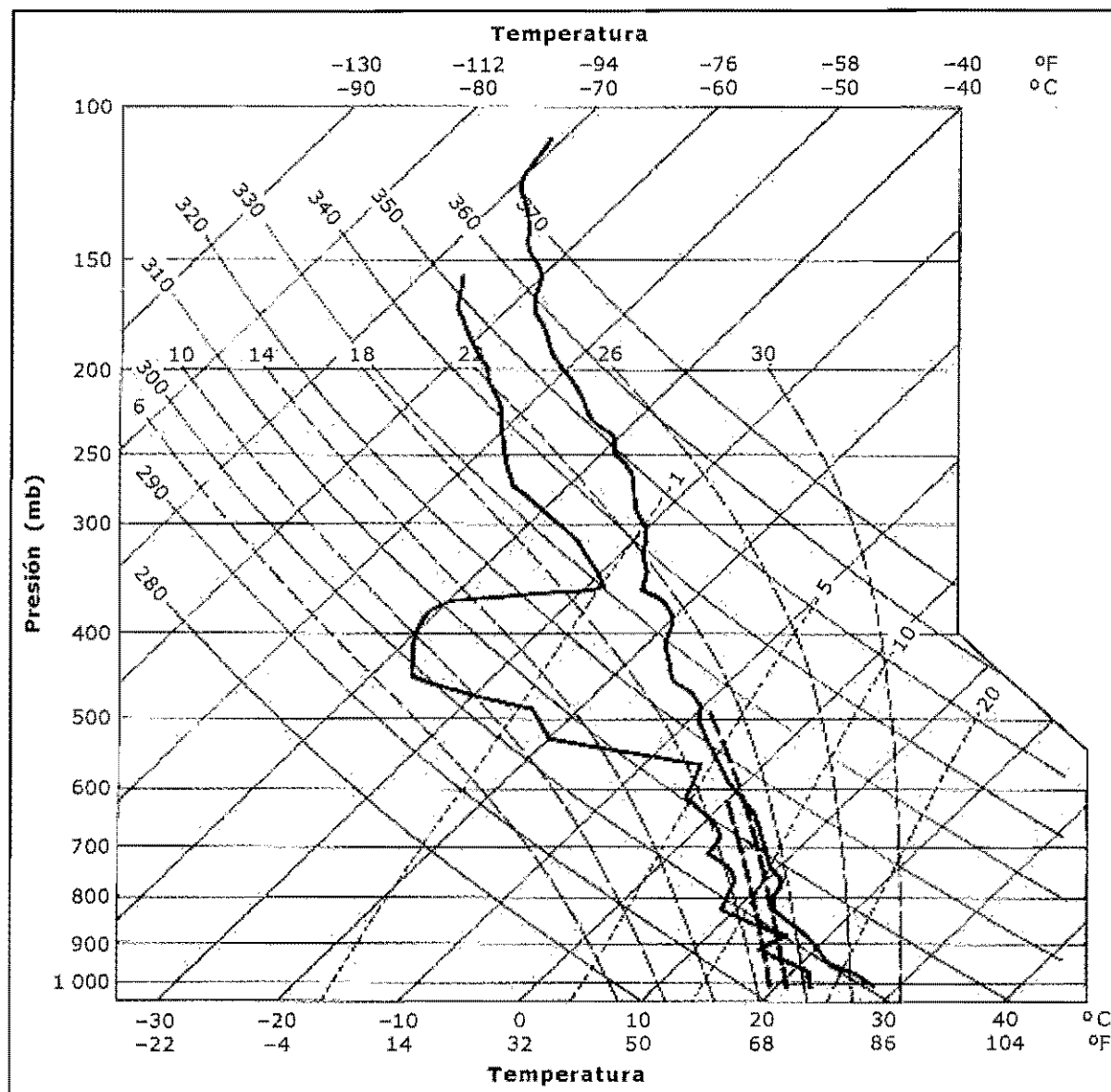


Figura II.2.9. Ejemplo de sondeo típico para un caso con reventón húmedo.

### Vientos fuertes en entornos con cizalladura moderada a fuerte

La predicción es más complicada, ya que además del perfil termodinámico debe tenerse en cuenta la cizalladura vertical del viento y su posible efecto en el desarrollo de estructuras convectivas que se regeneran continuamente.

Las corrientes descendentes asociadas con supercélulas y, en general, con convección altamente organizada, están relacionadas usualmente con vientos fuertes en superficie. En ocasiones, también pueden aparecer vientos fuertes en el flujo de entrada a la supercélula.

En la actualidad, uno de los parámetros más usados en las tareas operativas para predecir la intensidad de los vientos fuertes en superficie es el índice WINDEX, desarrollado por McCANN (1994), y que puede ser calculado tanto a partir de datos de un sondeo o de las condiciones previstas por un modelo numérico. La ecuación para obtener este índice, altamente empírica, es la siguiente:

$$WI = 5 [H_M R_Q (\Gamma^2 - 30 + Q_L - 2Q_M)]^{0.5}$$

donde:

1.  $W_I$  = intensidad de la máxima racha de viento en superficie (en kt);
2.  $H_M$  = altura de la isocero en km;
3.  $Q_L$  = proporción de mezcla en los primeros 1 000 m sobre la superficie;
4.  $R_Q = Q_L/12$  (no puede ser mayor que 1);
5.  $\Gamma$  = gradiente desde superficie hasta el nivel de la isocero (en °C/km);
6.  $Q_M$  = proporción de mezcla en el nivel de la isocero.

Las observaciones (WAKIMOTO AND BRINGI, 1988) y los resultados de modelos numéricos (SRIVASTAVA, 1987; KNUPP, 1989; PROCTOR, 1989) indican que los *microbursts* se desarrollan como resultado de la precipitación que cae a través del nivel de fusión. La fusión enfría las burbujas e incrementa la flotabilidad negativa, acelerando las burbujas hacia abajo. La evaporación posterior por debajo del nivel de fusión acelera adicionalmente las burbujas. Por esta razón es fundamental en el cálculo de WINDEX la altura de la isocero y el gradiente desde superficie hasta el nivel de la isocero. Si el gradiente es pequeño el radicando puede ser negativo y en estos casos el valor de  $W_I$  se iguala a 0.

El valor del índice nos indica la racha máxima en superficie en cualquier entorno (seco, húmedo o híbrido), siempre y cuando se desarrollen fenómenos convectivos (por supuesto, no tiene sentido usar el índice en zonas donde no se espere convección profunda).

Tal y como sugiere McCANN (1994), cuando un frente de racha se mueve más o menos perpendicular a los contornos del WINDEX, hacia valores altos del índice, aumenta la probabilidad de desarrollo de *microbursts*.

A modo de resumen, se presentan a continuación algunos de los predictores corrientemente usados en EEUU para la predicción de vientos fuertes en superficie de origen convectivo (no tornádicos):

"Microburst" seco	"Microburst" húmedo
Depresión de punto de rocío en 700 hPa > 8°C y depresión del punto de rocío en 500 hPa < 8°C	Diferencia entre la máxima y la mínima temperatura potencial equivalente en la columna > 20°C
Índice LI > -1°C	Índice LI < -3°C
Humedad relativa en 500 hPa > 40%	Humedad relativa en 500 hPa < 40%
Gradiente vertical de T por debajo de la nube > 8-9°C	Gradiente vertical de T por debajo de la nube > 5°C al principio del día, incrementándose a 8-9°C a la hora de máximo calentamiento solar
WINDEX > 40 kt	WINDEX > 50 kt
Proporción de mezcla media por debajo de la nube 3-5 g/kg	CAPE > 1 500 J/kg

### II.2.5. Identificación de factores asociados con granizo de tamaño significativo

#### Ingredientes necesarios y factores que influyen el granizo de gran tamaño:

- Presencia de una corriente ascendente fuerte, es decir, que sea capaz de soportar el peso de las piedras de granizo durante un tiempo lo bastante largo para que alcancen gran tamaño.
- Otro factor importante es el efecto de la fusión de las piedras que caen a través de la capa comprendida entre el nivel de congelación y la superficie. Esta fusión está influenciada por:
  - la distancia desde el nivel de congelación a la superficie;
  - la temperatura media del aire de la corriente descendente en la capa de fusión;
  - el tamaño de las piedras, por el tiempo que tardan en caer.

La isocero del termómetro húmedo es una buena aproximación de la altura del nivel de congelación dentro de la corriente de aire descendente. Cuanto más alta se encuentre la isocero del húmedo, cuanto más alta sea la temperatura del aire en la capa de fusión y cuanto más pequeñas sean las piedras, antes se fundirán las piedras de granizo.

- Un factor que parece afectar fuertemente está relacionado con las variaciones en la estructura de viento a escala de la tormenta, por su influencia en el tiempo que permanecen suspendidas las piedras de granizo. Dado que este factor es prácticamente imposible de tener en cuenta en entornos operativos, es fácil comprender la dificultad de la predicción del granizo, ya que tormentas que en principio se desarrollan en un entorno similar, cerca unas de otras, pueden dar lugar a granizo de muy diferentes tamaños.
- Otro efecto, también difícil de tener en cuenta, es el asociado con el reforzamiento de la corriente ascendente debido a las perturbaciones de presión no hidrostáticas. Ya que la estructura de viento adecuada para que este efecto sea importante es también favorable a la aparición de supercélulas, el predictor debe tener en cuenta que cuando el entorno sea adecuado para el desarrollo de supercélulas aumentará la probabilidad de ocurrencia de granizo de gran tamaño.

Los métodos tradicionales que se han empleado en la predicción del granizo (FAWBUSH Y MILLER, 1953; PROSSER AND FOSTER, 1966) han tenido un éxito que, como mucho, ha sido limitado (JOHNS AND DOSWELL, 1992). El problema con estos algoritmos es que se basan en sondeos, con baja resolución espacial y temporal, y en la mayoría de las ocasiones no son representativos de las condiciones en las que se desarrollan los núcleos convectivos que potencialmente pueden producir granizo.

Actualmente quizás el método de predicción más extendido sea el introducido por MOORE Y PINO (1990). Este método tiene dos componentes principales: un algoritmo para obtener sondeos previstos y un algoritmo de análisis de estabilidad con una estimación del tamaño máximo del granizo. Tiene en cuenta el efecto negativo del agua presente y de la mezcla con el aire ambiente sobre la fuerza de la corriente ascendente.

Los algoritmos actuales de predicción del tamaño del granizo funcionan peor en aquellos entornos favorables al desarrollo de fenómenos convectivos muy organizados. Dado lo complejo que es el desarrollo del granizo, parece que la introducción de algoritmos aplicables a entornos en los que se desarrollan intensas estructuras multicelulares o supercélulas puede ser una tarea difícil (JOHNS Y DOSWELL, 1992).

A modo de resumen práctico, desde el punto de vista operativo, se listan a continuación los principales elementos a tener en cuenta para la predicción del granizo de tamaño significativo:

- **Intensas corrientes ascendentes** (véanse los factores que influyen en la intensidad de la corriente ascendente en el módulo acerca de los procesos físicos).
- **Altura de la isocero del termómetro húmedo.** Aunque debe tomarse como una primera aproximación bastante general, la probabilidad de granizo de gran tamaño es mayor cuando la isocero del húmedo se encuentra entre 2 000 y 3 000 m por encima del suelo.
- **Organización de la convección.** En entornos favorables al desarrollo de supercélulas o de estructuras convectivas fuertemente organizadas la probabilidad de ocurrencia de granizo de gran tamaño es elevada (esto no quiere decir que convección no organizada no pueda producirlo).

## II.2.6. Herramienta de diagnóstico automático

Durante los primeros meses del año 2000 se ha desarrollado en el STAP una herramienta de diagnóstico automático de fenómenos convectivos, basada en modelos numéricos, que ha sido evaluada en entornos operativos durante la campaña experimental realizada durante el año 2000. La herramienta está dirigida exclusivamente al diagnóstico de convección profunda en la época de primavera-verano.

En este apartado se describe y documenta dicha herramienta, que fue presentada en el II Seminario Nacional de Convección, celebrado en Santander en abril de 2000, y se analizan las primeras conclusiones extraídas de la campaña experimental, que ha tenido lugar entre los meses de junio y septiembre.

### Objetivo de la herramienta

El objetivo principal ha sido desarrollar e implementar una herramienta automática de diagnóstico que, a partir de los datos de un modelo numérico (en concreto, el HIRLAM a resolución horizontal 0,5), proporcione guías de predicción de las áreas en las que, en principio, es más probable que se desarrolle convección profunda y también sobre las características de los fenómenos que pueden aparecer en esas áreas. En una primera fase se ha abordado el problema de distinguir entornos favorables para la aparición de convección organizada (y, por lo tanto, de más larga duración y con mayor probabilidad de estar asociada a tiempo severo), favorables para la ocurrencia de granizo de tamaño significativo y propicios de cara a la aparición de supercélulas.

En la aplicación, que genera productos de forma automática para distintos períodos de predicción del modelo HIRLAM, todos los parámetros e índices se calculan a partir de la salida directa del modelo en los niveles de presión que se ingestan en McIDAS, incluyendo datos de superficie. Cada punto de *grid* es tratado como un seudoperfil vertical, que no tiene toda la resolución vertical del modelo HIRLAM. Tal y como se ha comprobado en algunos estudios realizados, esta resolución vertical reducida tiene importancia en el resultado final de los análisis de los seudoperfiles.

En principio, la calidad esperada de los productos dependerá de dos factores:

- por un lado, de la habilidad del modelo para predecir de forma adecuada el entorno en el que puede desarrollarse la convección profunda;
- por otro, de la bondad y adecuación de los diagnósticos utilizados, incluyendo la idoneidad de los umbrales, la mayoría de los cuales han sido extraídos de las prácticas operativas en EEUU.

Si cualquiera de ellos (o los dos) no se comportan adecuadamente, el valor de los productos generados será bajo. Pero, por otro lado, si existe suficiente precisión en el modelo y en los diagnósticos, la herramienta puede proporcionar una de las bases para predecir el desarrollo de convección profunda, el tipo de convección y los fenómenos asociados, dentro del marco de las actividades de predicción a corto y muy corto plazo.

De cara al uso de los productos en entornos operativos, debe siempre tenerse muy presente que no van a proporcionar predicciones específicas de fenómenos convectivos individuales. Simplemente suministran guías que deben alertar a los predictores para que dirijan su atención, dentro de las tareas de *nowcasting*, sobre las áreas en las que la diagnosis muestra que existe potencial para el desarrollo de fenómenos convectivos significativos.

### Discusión de los criterios aplicados en los diagnósticos

La determinación de las diferentes zonas favorables para que aparezcan en ellas distintos tipos de fenómenos convectivos, se realizará usando una serie de criterios, en los que todos los parámetros necesarios en las decisiones se obtendrán de forma automática. Del área cubierta por el HIRLAM a 0,5° se ha seleccionado un área de trabajo, alrededor de la Península, definida por los siguientes límites: (34N, 47N) y (6E, 12W). En cada punto de *grid* del área de trabajo se obtiene un seudosondeo con resolución vertical reducida (se usan los datos de superficie y los niveles de 1 000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150 y 100 hPa).

El análisis de cada seudosondeo permite obtener una serie de índices y parámetros, entre los que se encuentran los siguientes: índices K, TT, LI (*Lifted*), Showalter, altura de la isocero del termómetro húmedo y del seco, agua precipitable (por estratos y total), proporción de mezcla de la burbuja, nivel de equilibrio de la burbuja, temperatura de disparo, CAPE, CIN, CAPE máximo (valor del CAPE para la burbuja con mayor temperatura potencial equivalente por debajo de 300 hPa), helicidad relativa a la tormenta, índice de helicidad-energía, cizalladura hasta 6 km, número de Richardson global y velocidad y dirección de movimiento de las tormentas (admitiendo que la dirección y velocidad pueden obtenerse girando 30° a la derecha y tomando el 75% de la intensidad del viento medio en la capa 3-10 km, respectivamente). En todos los cálculos, las condiciones de la burbuja de partida se toman como las condiciones medias de los primeros 100 hPa del sondeo.

Una vez que se dispone de toda esa información para cada punto de *grid*, la aplicación de diferentes criterios permitirá determinar si se dan determinadas condiciones favorables para el desarrollo de

distintos tipos de fenómenos convectivos. Concretamente, en esta primera versión los criterios sirven para delimitar áreas con:

- condiciones favorables para el desarrollo de convección profunda;
- condiciones favorables para el desarrollo de granizo de tamaño significativo;
- condiciones favorables para la aparición de convección organizada;
- condiciones favorables para la aparición de supercélulas.

### ***Condiciones favorables para el desarrollo de convección profunda***

Las condiciones exigidas para decidir si un punto *grid* es favorable de cara al desarrollo de convección profunda son que el índice LI sea menor que 0, que el CAPE sea mayor que 600 J/kg y que el CIN sea inferior a 300 J/kg. Los dos primeros parámetros son usados para determinar si existe inestabilidad condicional y si hay suficiente energía disponible para la burbuja, mientras que el CIN se incluye para tener en cuenta la posible existencia de tapaderas en niveles bajos que limiten los desarrollos. Si las condiciones se cumplen en un punto *grid* aislado, no se tiene en cuenta.

Cuando el modelo numérico dispara la convección el perfil vertical se modifica, haciéndose menos inestable. Debido a esto, puede haber puntos de *grid* en los que el valor de CAPE sea pequeño precisamente porque el modelo ya ha disparado la convección. Para tener en cuenta esta posibilidad, se señalan también como áreas favorables para la convección profunda aquellas en las que el modelo predice la existencia de la llamada precipitación convectiva (de hecho, precipitación no resuelta por el modelo explícitamente) en un intervalo de 6 horas alrededor del período de predicción que se está diagnosticando (en el caso del análisis, si existe precipitación convectiva en las 3 horas siguientes, y para el último período de predicción, en las 3 horas anteriores).

Debe tenerse en cuenta que aunque el modelo prediga precipitación convectiva puede ser que no esté simulando convección profunda sino convección de moderado desarrollo que lleva asociada precipitación (esto ocurre muy frecuentemente durante el invierno, en las descargas frías posfrontales) y, por lo tanto, podría ser una fuente de error. Pero no debe olvidarse que la herramienta de diagnóstico se ha desarrollado en principio para abordar los problemas relacionados con la convección en la época de primavera-verano, en la cual la mayor parte de la precipitación convectiva del modelo está asociada a convección profunda. En cualquier caso, esta primera decisión dentro del diagnóstico automático depende fuertemente de la bondad del modelo numérico para predecir lo más adecuadamente posible la estructura vertical de la atmósfera y las áreas afectadas por precipitación convectiva. El valor añadido a esta información básica que nos proporciona el modelo numérico deberá estar en una determinación adecuada de la posibilidad de aparición de diferentes tipos de fenómenos convectivos.

No se han incluido en esta primera versión parámetros relacionados con el forzamiento o el mecanismo de disparo (directamente, ya que de forma indirecta se encuentran incluidos en los puntos con precipitación convectiva), de forma que la evaluación de la presencia de los mismos deberá ser realizada por el predictor.

### ***Condiciones favorables para el desarrollo de granizo de tamaño significativo***

La evaluación de estas condiciones se realiza únicamente en función del valor de la altura de la isocero del húmedo, por lo que, teniendo en cuenta los complejos mecanismos que entran en juego a la hora de producir granizo de gran tamaño, las áreas marcadas por la herramienta deben ser vistas solamente como una primera aproximación.

Las condiciones serán favorables a la ocurrencia de granizo si la isocero del húmedo (ISOH) se encuentra entre 1 500 m y 3 700 m, mientras que la posibilidad de que aparezca granizo de tamaño significativo (superior a 1,5-2 cm de diámetro) será mayor cuando la ISOH se encuentre entre 2 000 m y 2 700 m (por encima del suelo).

Si la isocero se encuentra por encima de 3 700 m sobre el suelo lo más probable es que el granizo se funda antes de alcanzar la superficie, mientras que si está por debajo de aproximadamente 1 500 m lo más probable es que la convección que aparezca presente un espesor no muy grande, con lo que la probabilidad de que se forme granizo de tamaño suficiente para llegar al suelo será bastante menor.

**Condiciones favorables para la aparición de convección organizada**

Si el valor del CAPE es inferior a 700 J/kg y la cizalladura entre el viento medio en los primeros 500 m y el viento medio en los 6 km inferiores (CIZBL6) es inferior a 10 m/s, es decir, si en principio no son de esperar corrientes ascendentes intensas y la cizalladura vertical es más bien débil, el diagnóstico indicará que las tormentas que puedan aparecer no presentarán una organización interna significativa.

Por otro lado, si el CAPE es superior a 700 J/kg, CIZBL6 superior a 10 m/s y, además, la humedad relativa entre los niveles de 700 mb y 500 mb es inferior al 60%, las condiciones se catalogarán como favorables al desarrollo de convección organizada. El cumplimiento conjunto de estos tres criterios favorecerá la presencia de una corriente ascendente intensa (CAPE elevado), de una corriente descendente significativa (la existencia de baja humedad en niveles medios provocará mayor evaporación y aceleración de la corriente descendente) y la separación espacial de las corrientes ascendentes y descendentes (cizalladura moderada a fuerte).

En principio, la probabilidad de aparición de vientos fuertes en superficie y de granizo de tamaño significativo será mayor si la convección se organiza.

**Condiciones favorables para la aparición de supercélulas**

En aquellas zonas en las que se dan condiciones favorables para el desarrollo de convección organizada, si además la helicidad relativa a la tormenta es superior a 150 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> el diagnóstico indicará que se dan condiciones para la aparición de supercélulas.

Se usa la helicidad relativa a la tormenta en vez del NRG (número de Richardson global) ya que los trabajos más recientes (por ejemplo, RASMUSSEN Y BLANCHARD, 1998) indican que tiene mayor poder de discriminación de cara a la predicción de supercélulas.

En la siguiente tabla se resumen los criterios aplicados en el diagnóstico de los diferentes tipos de fenómenos convectivos.

<b>Puntos "grids" favorables a</b>	<b>Condiciones necesarias</b>
Convección profunda	Si $LI < 0$ y $CAPE > 600$ J/kg y $CIN < 300$ J/kg ó Si existe PCP convectiva
Granizo significativo	Si $2\,000\text{ m} < \text{Isoc. húmedo} < 2\,700\text{ m}$
Convección profunda organizada	Si $CAPE > 700$ J/kg y $CIZBL6 > 10$ m/s y $RH(700-500) < 60\%$
Supercélulas	Si es favorable a convección organizada y además $SRH > 150$ m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>

**Productos disponibles**

La aplicación de los criterios que se acaban de exponer permite generar automáticamente tres productos de diagnóstico, para los que se utiliza un convenio con el cual se catalogan los puntos *grid* de diferente manera. Estos campos, así como los convenios usados son:

**ACON**

Marca las áreas en las que se dan condiciones favorables para convección profunda, diferenciando aquellas en las que es más probable que la convección alcance mayor grado de organización. Los puntos *grid* aparecen numerados del 1 al 4, con el siguiente significado:

1. Puntos *grid* en los que el HINM predice precipitación convectiva en un período de 6 horas alrededor de la hora de diagnóstico. Como ya se apuntó anteriormente, no siempre existe seguridad de que esta precipitación esté asociada con convección profunda y será el predictor el que tenga que tomar la decisión de si los puntos marcados con 1 pueden estar asociados con convección profunda. Si la respuesta es no, no tendrán sentido el resto de diagnósticos en esos puntos.



2. Puntos *grid* en los que se cumplen las condiciones de inestabilidad exigidas para que se considere probable el desarrollo de convección profunda. Estos puntos se catalogan independientemente de que presenten precipitación convectiva. El predictor será el encargado de determinar si existirán mecanismos de disparo que puedan dar lugar al desarrollo de convección profunda.
3. Puntos *grid* donde las condiciones son más favorables, en principio, para el desarrollo de convección profunda sin demasiada organización.
4. Puntos *grid* con condiciones de inestabilidad y cizalladura favorables para que la convección profunda que pueda aparecer presente un grado significativo de organización y, por lo tanto, sea de más larga vida y con mayor probabilidad de dar lugar a fenómenos severos.

### **AGRA**

Señala aquellas áreas con condiciones favorables para la aparición de granizo de tamaño significativo. En este campo los puntos *grid* aparecen señalados con 1 ó 2, significando que:

1. Existe poca probabilidad de que el granizo que pueda aparecer sea de tamaño significativo, si es que se produce.
2. En estos puntos la probabilidad de granizo de tamaño significativo es mayor.

### **ASUP**

Áreas donde las condiciones de inestabilidad, cizalladura y helicidad relativa a la tormenta favorecerían la aparición de supercélulas. La posibilidad de desarrollo de granizo significativo y/o de vientos fuertes en superficie será importante. Los puntos que cumplen las condiciones se señalan con 1.

Además de esos tres productos de diagnóstico se generan una serie de campos, la mayoría de los cuales son usados en los distintos criterios aplicados para catalogar los puntos *grid*, que son los siguientes:

#### **CAMPOS CON ÍNDICES DE ESTABILIDAD Y VARIABLES DEL SEUDOSONDEO**

- Índice Lifted (LI)
- Índice Total de Totales (TT)
- Isocero del termómetro húmedo (ISOH)
- Agua precipitable total, hasta 300 mb (PW)

#### **CAMPOS RELACIONADOS CON EL ANÁLISIS DE LA BURBUJA:**

- Energía Potencial Convectiva Disponible (CAPE)
- Energía de Inhibición Convectiva (CIN)
- Máximo CAPE por debajo de 300 mb (CAPX)

#### **CAMPOS RELACIONADOS CON LA CIZALLADURA VERTICAL DEL VIENTO:**

- Helicidad relativa a la tormenta (SRH)
- Índice de Helicidad-Energía (EHI)
- Cizalladura entre la capa límite y el viento medio de los primeros 6 km (CIZ6)
- Número de Richardson Global (NRG)

En la página del STAP en la Intranet del INM han estado disponibles, para los diferentes períodos de predicción de las 4 pasadas del HIRLAM, dos gráficos con 4 paneles cada uno: el primero con los resultados de los criterios aplicados y el segundo con algunos campos básicos usados en los diagnósticos. En las Figs. II.2.10 y II.2.11 de la página siguiente, pueden verse ejemplos de estos gráficos.

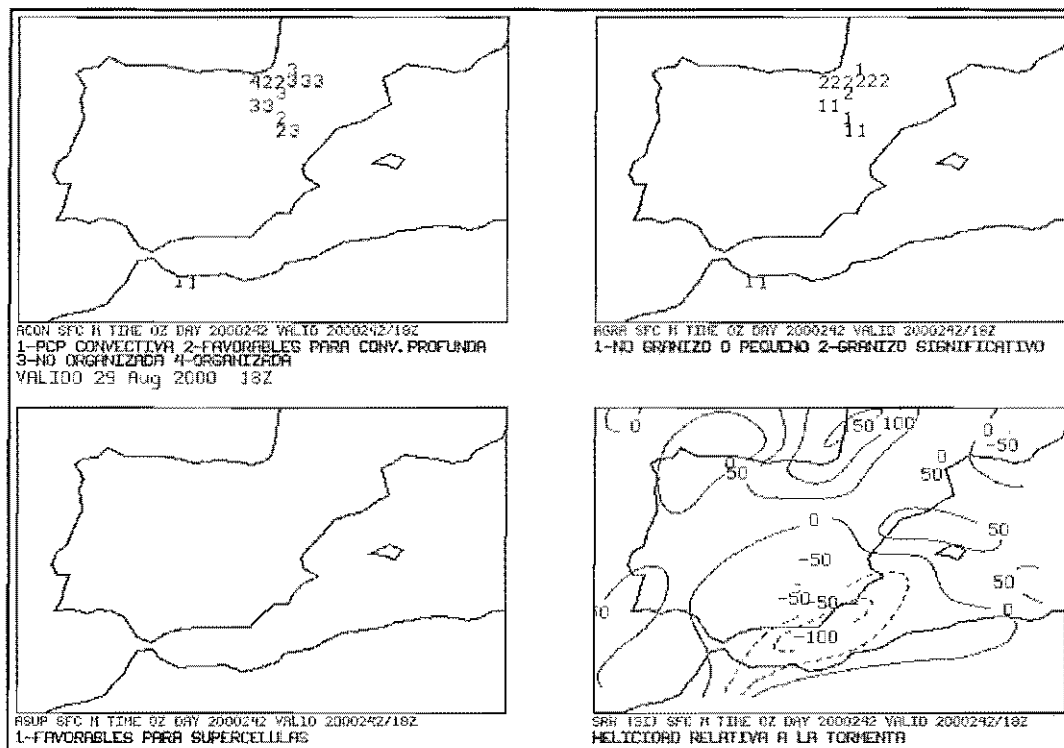


Figura II.2.10. Ejemplo del primero de los gráficos disponible en la Intranet del INM, que incluye: arriba izquierda, áreas favorables para el desarrollo de convección profunda; arriba derecha, áreas favorables para granizo de tamaño significativo; abajo izquierda, áreas favorables para el desarrollo de supercélulas; abajo derecha, campo de helicidad relativa a la tormenta (SRH).

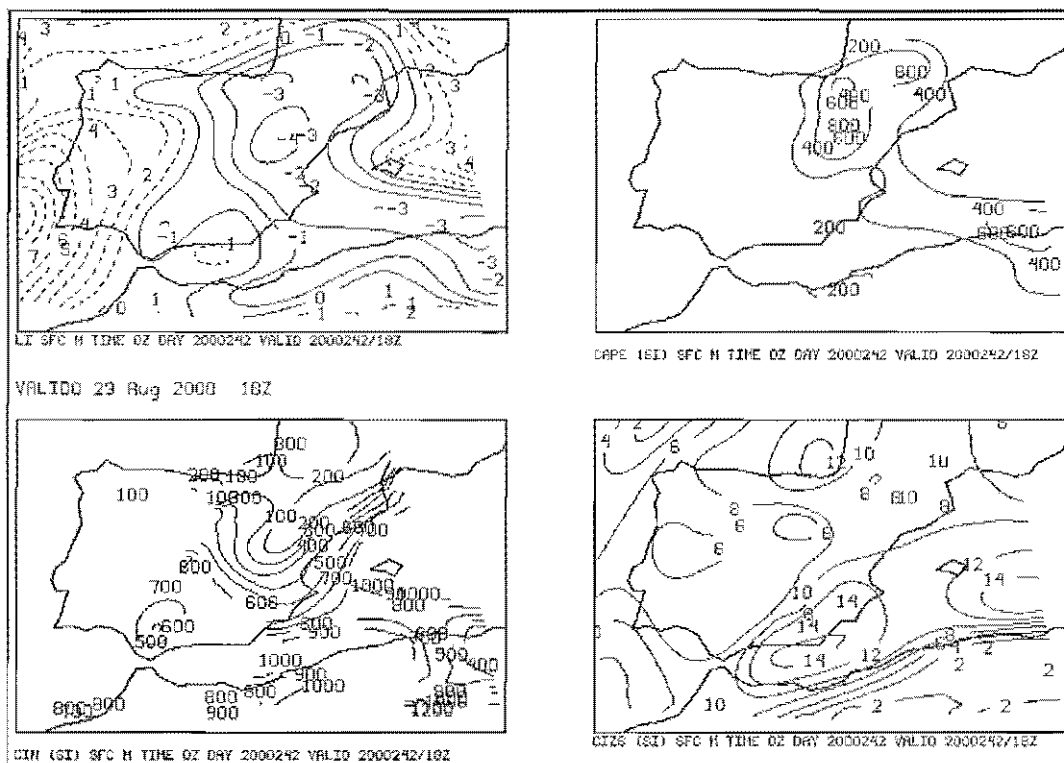


Figura II.2.11. Ejemplo del segundo gráfico disponible en la Intranet, incluyendo: arriba izquierda, índice Lifted (LI); arriba derecha, energía potencial convectiva disponible (CAPE); abajo izquierda, energía de inhibición convectiva (CIN); abajo derecha, cizalladura entre el viento medio de los primeros 500 m y el viento medio hasta 6 km (CIZ6).

## **Análisis de las primeras conclusiones**

Durante la campaña experimental que se ha desarrollado los meses de junio, julio, agosto y septiembre de 2000 se han utilizado los diferentes productos en entornos operativos, como una ayuda más para la elaboración de predicciones de fenómenos convectivos en el corto plazo. Al mismo tiempo, se ha realizado un seguimiento diario de su comportamiento en el STAP.

Las primeras conclusiones que se han extraído acerca de la utilidad de la herramienta se analizan a continuación. Con objeto de no alargar innecesariamente esta documentación con una gran cantidad de gráficos, los ejemplos ilustrativos de cada uno de los puntos que siguen a continuación pueden consultarse en la página del STAP en la intranet del INM, en la documentación del Curso de Convección.

- En primer lugar cabe apuntar que la introducción de diagnósticos más adecuados para la evaluación de los ingredientes necesarios ha podido suponer, desde el punto de vista operativo, la introducción de cambios cualitativamente importantes en la forma de abordar la predicción de la convección. Más allá de los diagnósticos tradicionales, basados en unos pocos índices de inestabilidad de uso general (TT y K, principalmente), se han comenzado a utilizar (o se ha extendido el uso de) otros directamente relacionados con algunos procesos físicos fundamentales, como el CAPE y el CIN (relacionados con la intensidad de las corrientes ascendentes) o la cizalladura vertical del viento (básica para el grado de organización de la convección). Incluso aunque, como en esta primera versión experimental de la herramienta, se hayan producido errores en los diagnósticos, creemos que el cambio que implica el uso de parámetros basados en los procesos físicos, asociados con diferentes fenómenos convectivos, conducirá, sin duda, a mejoras en la predicción de estos fenómenos.
- La herramienta trata de identificar entornos favorables al desarrollo de distintos tipos de fenómenos convectivos evaluando la existencia o no de suficiente inestabilidad (a través del índice LI, CAPE y CIN), las condiciones de cizalladura vertical del viento en niveles bajos y medios de la atmósfera y el contenido de humedad en niveles medios. Dado que la herramienta no evalúa la existencia de mecanismos de disparo, deberá ser el predictor el que determine la presencia de este ingrediente de forma subjetiva. Esta es una de las razones que pueden explicar algunos casos de sobrestimación de áreas favorables a convección profunda (organizada o no).
- Dado que los criterios están basados en umbrales y que, como se ha repetido muchas veces, no existen números mágicos para la predicción de fenómenos convectivos, siempre deben usarse las áreas favorables como una primera aproximación. El predictor deberá analizar los campos básicos que sirven para la obtención de esas áreas favorables (LI, CAPE, CIN CIZ6, etc.), ya que en ocasiones los valores de esos campos pueden estar tan cerca del umbral utilizado que no haya diferencia (desde el punto de vista de la predicción), entre puntos señalados como favorables y puntos cercanos no señalados.
- La influencia que tienen los errores del modelo al simular las condiciones de humedad en niveles bajos es, en ocasiones, fundamental. Esta era una de las limitaciones conocidas que, a priori, más podía afectar a la utilidad de los productos y, en las ocasiones en que esos errores se han manifestado, así ha sido. El ejemplo correspondiente a los días 15 y 16 de junio ilustra claramente este tipo de problemas.
- En general, las estimaciones de las áreas con inestabilidad significativa (tal y como se ha visto en el ejemplo correspondiente al 4 de septiembre, y con las limitaciones comentadas) han resultado ser de bastante utilidad para caracterizar zonas favorables a convección profunda, sobre todo cuando se combinan con el análisis de los sondeos previstos sobre la zona (sin olvidar, por supuesto, la estimación de los posibles mecanismos de disparo). Siempre debe tenerse presente que las áreas favorables a convección profunda son solo una primera aproximación y que ningún índice o valor individual puede eliminar la necesidad de analizar el perfil vertical completo.
- Asimismo, las áreas favorables a convección organizada parece que se han comportado de forma adecuada (aunque en estos casos los juicios deben hacerse con muchas reservas, ya que es muy difícil en el día a día determinar si la convección se organizó). Un día en el que los datos conocidos apuntan al desarrollo de convección organizada es el del 30 de agosto.
- Por lo que respecta al diagnóstico de áreas favorables a granizo significativo, aunque no se dispone de muchos datos acerca de las granizadas que se han producido, probablemente sea uno de los diagnósticos que ha presentado una tasa de falsas alarmas más elevada. Este hecho, en cualquier

caso, era ya esperado desde un primer momento. No debe olvidarse que la predicción del granizo es una de las tareas más complejas en el corto plazo, ya que su formación depende, en muchos casos, de procesos a escala de la tormenta, imposibles de evaluar con antelación. En el diagnóstico sólo se tiene en cuenta la altura de la isocero del termómetro húmedo que, con ser importante para la fusión o no del granizo, no tiene ninguna relación con la formación de este.

- El diagnóstico de áreas favorables a supercélulas, también con las reservas que impone el desconocimiento acerca del posible desarrollo o no de este tipo de fenómenos, no parece ser que haya resultado muy útil. Al imponerse condiciones muy restrictivas (lo que en principio resulta adecuado para un fenómeno no muy frecuente) muy pocas veces han aparecido áreas favorables.

## II.3. BIBLIOGRAFÍA

- ANDERSSON, T., M. ANDERSSON, C. JACOBSSON and S. NILSSON, 1989: Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern sweden. *Meteor. Mag.*, **118**, 141-146.
- BLANCHARD, D.O., 1998: Assessing the vertical distribution of convective available potential energy. *Wea. and Forecasting*, **13**, 870-877.
- BLUESTEIN, H.B., 1993: Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II: Observations and Theory of Weather Systems. Oxford University Press, 594 pp.
- BROOKS, H., C.A. DOSWELL III and R.A. MADDOX, 1992: On the use of mesoscale and cloud-scale models in operational forecasting. *Wea. and Forecasting*, **7**, 120-132.
- BROOKS, H., C.A. DOSWELL III and L.J. WICKER, 1993: STORMTPE: A forecasting experiment using a three-dimensional cloud model. *Wea. and Forecasting*, **8**, 352-362.
- BROOKS, H.E. and R.B. WILHELMSON, 1993: Hodograph curvature and updraft intensity in numerically modeled supercells. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1824-1833.
- BROOKS, H., C.A. DOSWELL III and J. COOPER, 1994: On the environments of tornadic and nontornadic mesocyclones. *Wea. and Forecasting*, **9**, 606-618.
- BURKERS, M.J., B.A. KLIMOWSKI, J.W. ZEITLER, R.L. THOMPSON and M.L. WEISHAN, 2000: Predicting supercell motion using a new hodograph technique. *Wea. and Forecasting*, **15**, 61-79.
- CALAS, C., V. DUCROCQ and S. SÉNÉSI, 2000: Mesoscale analyses and diagnostic parameters for deep convection nowcasting. *Meteorol. Appl.*, **7**, 145-161.
- CHARBA, J., 1979: Two to six hour severe local storm probabilities: an operational forecasting system. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 268-282.
- COLBY, F.P., 1984: Convective inhibition as a predictor of convection during AVE-SESAME-2. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2239-2252.
- COLLIER, C. and R. LILLEY, 1994: Forecasting thunderstorm initiation in north-west Europe using thermodynamic indices, satellite and radar data. *Meteorol. Appl.*, **1**, 75-84.
- COLQUHOUN, J., 1987: A decision tree method of forecasting thunderstorms, severe thunderstorms and tornadoes. *Wea. and Forecasting*, **2**, 337-345.
- CONWAY, B.J., L. GÉRARD, J. LABROUSE, E. LILIAS, S. SÉNÉSI, J. SUNDE and V. ZWATZ-MEISE, 1996: Nowcasting: A survey of current knowledge, techniques and practice. COST 78 Action. European Commission, ISBN 92-827-6204-1, EUR 16861.
- CORTINAS, J.V. Jr. and D.J. STENSRUD, 1995: The importance of understanding mesoscale parameterization schemes for weather forecasting. *Wea. and Forecasting*, **10**, 716-740.
- DAVIES-JONES, R.P., 1984: Streamwise vorticity: The origin of updraft rotation in supercell storms. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2991-3006.
- DAVIES-JONES, R.P., D. BURGESS and M. FOSTER, 1990: Test of helicity as a tornado forecast parameter. Preprints, 16th Conf. on Severe Local Storms, Kanahaskis Park, Alberta, Canada, Amer. Meteor. Soc., 588-592.
- DOSWELL, C.A. III, 1987: The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea. and Forecasting*, **2**, 3-16.
- DOSWELL, C.A. III, 1991: A review for forecasters on the application of hodographs to forecasting severe thunderstorm. *National Weather Digest*, **16** (No. 1), 2-16.
- DOSWELL, C.A. III and D.W. BURGESS, 1993: Tornadoes and Tornadic Storms: A Review of Conceptual Models. The Tornado: Its Structure, Dynamics, Hazards and Prediction (Geophys. Monogr. 79), Amer. Geophys. Union, 557-571.
- DOSWELL, C.A. III, R.H. JOHNS and S.J. WEISS, 1993: Tornado forecasting: A review. The Tornado: Its Structure, Dynamics, Hazards, and Prediction (Geophys. Monogr. 79), Amer. Geophys. Union, 557-571.
- DOSWELL, C.A. III and E.N. RASMUSSEN, 1994: The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations. *Wea. and Forecasting*, **9**, 625-629.
- DOSWELL, C.A. III, H.E. BROOKS and R.A. MADDOX, 1996: Flash Flood Forecasting: An Ingredients-based methodology. *Wea. and Forecasting*, **11**, 560-581.
- DROEGEMEIER, K.K., S.M. LAZARUS and R.P. DAVIES-JONES, 1993: The influence of helicity on numerically simulated storms. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2005-2029.
- DUCROCQ, V., D. TZANOS and S. SÉNÉSI, 1998: Diagnostic tools using a mesoscale NWP model for the early warning of convection. *Meteorol. Appl.*, **5**, 329-349.
- ELIO, R., J. DE HAAN and G. STRONG, 1987: METEOR: An artificial intelligence system for convective storm forecasting. *J. Atmos. Ocean, Tech.*, **4**, 19-28.
- ELIZAGA, F., 1994: Herramientas para el análisis de estabilidad en SAIDAS. Nota Técnica del STAP N.º 17. INM. Madrid.

- FAWBUSH, E. and R. MILLER, 1953: A method for forecasting hailstone size at the earth's surface. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **34**, 235-244.
- FORECASTER'S MULTIMEDIA LIBRARY, 1996: Anticipating convective storm structure and evolution. COMET (Cooperative Program for Operational Meteorology, Education and Training). UCAR.
- FORECASTER'S MULTIMEDIA LIBRARY, 1996: A convective storm matrix: buoyancy/shear dependencies. COMET (Cooperative Program for Operational Meteorology, Education and Training). UCAR.
- GALWAY, J., 1956: The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **37**, 528-529.
- GEORGE, J., 1960: Weather Forecasting for Aeronautics. Academic Press. pp 407-415.
- GILMORE, M.S. and L.J. WICKER, 1998: The influence of midtropospheric dryness on supercell morphology and evolution. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 943-958.
- HAND, W.H. and C.E. PIERCE, 1998: Diagnosing probabilities of convective precipitation from NWP model outputs. 16th AMS Conference on Weather analysis and forecasting, Phoenix, Arizona, January 11-16th 1998, pp J126-J128.
- JACOVIDES, C. and T. YONETANI, 1990: An evaluation of stability indices for thunderstorm prediction in Greater Cyprus. *Wea. and Forecasting*, **5**, 559-569.
- JOHNS, R.H. and C.A. DOSWELL III, 1992: Severe Local Storms Forecasting. *Wea. and Forecasting*, **7**, 588-612.
- KOPP, F. and H. ORVILLE, 1994: The use of a two-dimensional, time-dependant cloud model to predict convective and stratiform clouds and precipitation. *Wea. and Forecasting*, **9**, 62-77.
- KURZ, M., 1994: The role of diagnostic tools in modern weather forecasting. *Met. Apps.*, **1**, 45-67.
- LEE, R. and J. PASSNER, 1993: The development and verification of tips: an expert system to forecast thunderstorm occurrence. *Wea. and Forecasting*, **8**, 271-280.
- MARTÍN, F. et al., 1995: Estudio del tornado de Sigüenza. Análisis de los ingredientes para la formación de tormentas severas. Nota Técnica del STAP N.º 25. INM. Madrid.
- MCCANN, D., 1992: A neural network short-term forecast of significant thunderstorms. *Wea. and Forecasting*, **7**, 525-534.
- MCCANN, D., 1994: WINDEX — A new index for forecasting microburst potential. *Wea. and Forecasting*, **9**, 532-541.
- MCGINLEY, J., S.C. ALBERS and P. STAMUS, 1991: Validation of a composite convective index as defined by a real time local analysis system. *Wea. and Forecasting*, **6**, 337-356.
- MENZEL, W.P., F.C. HOLT, T.J. SCHMITT, R.M. AUNE, A.J. SCHREINER, G.S. WADE and D.G. GRAY, 1998: Application of GOES-8/9 soundings to weather forecasting and nowcasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 2059-2077.
- MILLS, G. A., and J. R. COLQUHOUN, 1998: Objective prediction of severe thunderstorm environments: preliminary results linking a decision tree with an operational regional NWP model. *Weather and Forecasting*, **13**, 1078-1092.
- MOLLER, A.R., C.A. DOSWELL III, M.P. FOSTER and G.R. WOODALL, 1994: The operational recognition of supercell thunderstorm environments and storm structures. *Weather and Forecasting*, **9**, 327-347.
- MONCRIEFF, M. and M. J. MILLER, 1976: The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 373-394.
- MOORE, J. and J. PINO, 1990: An interactive method for estimating maximum hailstone size from forecast soundings. *Wea. and Forecasting*, **5**, 508-525.
- MUELLER, C.K., J.W. WILSON and N.A. CROOK, 1993: The utility of sounding and mesonet data to nowcast thunderstorm initiation. *Wea. and Forecasting*, **8**, 132-146.
- PEPPLER, R. and P. LAMB, 1989: Tropospheric static stability and central north american growing season rainfall. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1156-1180.
- PETERSEN, R.A., L.W. UCCellini, A. MOSTEK and D.A. KEYSER, 1984: Delineating mid- and low-level water vapor patterns in pre-convective environments using VAS moisture channels. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2178-2198.
- PROSSER, N. and D. FOSTER, 1966: Upper air sounding analysis by use of an electronic computer. *J. Appl. Meteor.*, **5**, 296-300.
- RASHUSSEN, E.N. and D.O. BLANCHARD, 1998: A baseline climatology of soundings-derived supercell and tornado forecast parameters. *Wea. and Forecasting*, **13**, 1148-1164.
- ROTUNNO, R., and J.B. KLENF, 1982: The influence of the shear-induced vertical pressure gradient on thunderstorm motion. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 136-151.
- ROTUNNO, R., 1993: Supercell thunderstorm modeling and theory. The Tornado: Its Structure, Dynamics, Hazards and Prediction (Geophys. Monogr. 79), Amer. Geophys. Union, 57-73.
- SÉNÉSI, S. and R.M. THEPENIER, 1997: Instability indices and thunderstorm occurrence: relevance in the Paris, France, surroundings. *La météorologie*.
- SCHULTZ, P., 1989: Relationships of several stability indices to convective weather events in Northeast Colorado. *Wea. and Forecasting*, **4**, 73-80.
- SHOWALTER, A., 1953: A stability index for thunderstorm forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **34**, 250-252.

- STENSRUD, D.J., J.V. CORTINAS and H.E. BROOKS, 1997: Discriminating between tornadic and nontornadic thunderstorms using mesoscale model output. *Wea. and Forecasting*, **12**, 613-632.
- WAKIMOTO, R., 1985: Forecasting dry microburst activity over the high plains. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1131-1143.
- WEAVER, J. and R. PHILLIPS, 1987: Mesoscale thunderstorm forecasting using RAOB data, surface mesonet observations, and an expert system shell. In Symposium on Mesoscale Analysis and Forecasting incorporating Nowcasting, ESA, Vancouver, Canada, 327-331.
- WEAVER, J.F., J.F.W. PURDOM and E.J. SZOKE, 1994: Some mesoscale aspects of the 6 June 1990 Limon, Colorado, tornado case. *Wea. and Forecasting*, **9**, 45-61.
- WEISMAN, M. and J. KLEMP, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504-520.
- WEISMAN, M.L. and J.B. KLEMP, 1986: Characteristics of isolated convective storms. In Mesoscale Meteorology and Forecasting, S. Ray Ed., AMS, 331-358.
- WICKER, L.J., M.P. KAY and M.P. FOSTER, 1997: STORMTIPE-95: Results from a Convective Storm Forecast Experiment. *Wea. and Forecasting*, **12**, 388-398.
- WILSON, J.W. and C.K. MUELLER, 1993: Nowcast of thunderstorm initiation and evolution. *Wea. and Forecasting*, **8**, 113-131.





# III.

## Vigilancia y nowcasting

---

### **III.1. Lluvias intensas de origen convectivo** *(Francisco Martín León)*

- III.1.1. Conceptos de lluvias intensas e inundaciones: clasificación y factores
- III.1.2. Ingredientes básicos de las lluvias intensas: eficiencia de la precipitación
- III.1.3. Clasificación de nubes convectivas asociadas a lluvias intensas
- III.1.4. Organización y movimiento
- III.1.5. Técnicas de vigilancia y predicción a muy corto plazo

### **III.2. Estimación del granizo** *(Francisco Martín León)*

- III.2.1. Introducción
- III.2.2. Generación del granizo en nubes convectivas: ingredientes
- III.2.3. Variables de entorno antes y durante la convección
- III.2.4. Evidencias indirectas de granizo en los datos convencionales radar
- III.2.5. Procesos e imagen de vigilancia

### **III.3. Vientos fuertes en superficie de origen convectivo: tornádicos y no tornádicos** *(Francisco Martín León)*

- III.3.1. Características generales y clasificación: problemática general y variables de entorno
- III.3.2. Medidas indirectas mediante datos radar convencionales
- III.3.3. Medidas directas en modo Doppler: modelos conceptuales
- III.3.4. Imagen de vigilancia y variables de entorno

### **III.4. Aplicación 2D: identificación, seguimiento y extrapolación de células radar** *(Francisco Martín León, Ismael San Ambrosio Beirán)*

- III.4.1. Introducción
- III.4.2. Concepto de célula potencialmente convectiva vista por radar: objeto convectivo y propiedades
- III.4.3. Procedimiento operativo de carácter meteorológico: YENLACERADAR1
- III.4.4. Adaptación de la aplicación en la estación de trabajo de vigilancia y muy corto plazo
- III.4.5. Trabajando en entornos operativos (a nivel de comando)
- III.4.6. Anexos

### **III.5. Aplicación 3D: identificación, seguimiento y extrapolación de células radar** *(Olinda Carretero Porris)*

- III.5.1. Introducción
- III.5.2. Identificación
- III.5.3. Seguimiento o *tracking*
- III.5.4. Extrapolación

### **III.6. Datos de rayos: usos y limitaciones** *(Francisco Martín León, Ismael San Ambrosio Beirán)*

- III.6.1. Introducción
- III.6.2. Usos y limitaciones de los datos de rayos
- III.6.3. Conclusiones
- III.6.4. Anexos

### **III.7. Bibliografía**

---



### III.1. LLUVIAS INTENSAS DE ORIGEN CONVECTIVO

#### III.1.1. Conceptos de lluvias intensas e inundaciones: clasificación y factores

Antes de empezar debemos distinguir dos conceptos diferentes pero que en muchas ocasiones van de la mano: lluvias intensas e inundaciones. Denominamos lluvias intensas a aquellas que llevan asociadas altas tasas de precipitación en períodos cortos de tiempo. Una de las consecuencias más significativas y palpables de las lluvias intensas en superficie son las inundaciones. Estas se generan por la respuesta del terreno a lluvias que caen sobre él o por la escorrentía de agua que le llega desde la zona donde se produjeron las lluvias. Mientras que la precipitación o lluvia es un concepto puramente meteorológico, las inundaciones están condicionadas por dos factores fundamentales: el meteorológico y el hidrológico. O lo que es lo mismo, las inundaciones se producen por una concatenación positiva de ingredientes: unos de tipo meteorológico y otros de tipo hidrológico.

Un concepto simple, desde el punto de vista meteorológico, es que las precipitaciones más copiosas,  $P$ , ocurrirán allí donde la intensidad sea muy alta,  $I$ , durante un largo período de tiempo,  $D$ .

$$P = I \text{ [mm/h]} * D \text{ [h]}$$

Con objeto de dar pautas generales, no se establecerán umbrales de lluvias con intensidades altas o moderadas. Algo similar ocurre con el concepto de duración, aunque en él estamos tentados a dar un valor numérico (que lo veremos después) y que se acerque a la realidad operativa. Si nos concentramos en la precipitación convectiva tendremos un amplio espectro de posibilidades. En este abanico se pueden manejar conceptos bien diferentes:

#### Lluvias torrenciales, relámpagos o repentinas

Son aquellas que poseen altos valores de  $I$  y que se producen en cortos períodos de tiempo, en cuestión de horas: normalmente  $D$  es menor que 6 h. Suelen ser muy locales y pueden generar inundaciones que llevan el mismo apelativo que las lluvias que lo producen. En la actualidad, las lluvias muy intensas no son manejadas adecuadamente por los modelos numéricos de predicción operativos.

#### Lluvias persistentes

Son lluvias acompañadas por intensidades de precipitaciones moderadas y de mayor duración o más persistentes que las anteriores ( $D \geq 6$  h). Aunque llevan asociadas intensidades moderadas pueden existir períodos cortos de tiempo con valores de  $I$  elevados. Suelen afectar a grandes áreas de forma generalizada y se desarrollan dentro de entornos o perturbaciones, en general, de tipo sinóptico. En este sentido los modelos numéricos operativos de predicción suelen manejarlas de forma apropiada dando pistas de su posible formación y evolución.

Como se indicó al principio, a la componente meteorológica hay que añadirle los factores hidrológicos o la llamada *respuesta hidrológica* que ofrece un terreno determinado a un tipo de precipitación.

La respuesta hidrológica de una zona va a depender de la orografía, tipos de suelo y cubierta vegetal, construcciones humanas, antecedentes de lluvia en la cuenca o zona, etc. Esta componente no meteorológica es muy difícil de tener en cuenta en las labores de vigilancia y predicción. Los modelos hidrológicos de superficie acoplados en tiempo real con datos adecuados (sobre todo de la distribución espacio-temporal de las intensidades de precipitación que están teniendo lugar) permiten cuantificar dicha respuesta. Estas salidas no están disponibles en las labores rutinarias de vigilancia y predicción de inundaciones.

La utilización de climatologías asociada a lluvias intensas y la identificación de zonas de "riesgo" a nivel regional son una de las pocas herramientas que el predictor suele tener al enfrentarse a la predicción de lluvias intensas y sus posibles efectos en superficie.

En resumen:

### **LLUVIAS INTENSAS: CLASIFICACIÓN**

#### **LLUVIAS TORRENCIALES**

- Células convectivas de muy corta duración
- Intensidades altas de precipitación
- Muy difíciles de predecir por modelos numéricos operativos: componente orográfica muy marcada
- Respuesta hidrológica rápida e intensa
- Muy poco tiempo de reacción

#### **LLUVIAS PERSISTENTES**

- Células convectivas de más larga duración
- Intensidades moderadas
- Los modelos numéricos tienen cierta habilidad en su predicción
- Respuesta hidrológica más lenta
- Cierta tiempo de reacción

Por otra parte, las lluvias se pueden clasificar en función del grado de contribución del tipo de precipitación: convectiva y no convectiva. Muchas veces es muy difícil distinguir o diferenciar dicha contribución. Lo que sí es cierto es que las lluvias torrenciales tienen una fuerte componente convectiva ya que estas nubes son las únicas que pueden proporcionar altas tasas de precipitación en cortos períodos de tiempo.

Las inundaciones, y en particular las torrenciales, se producen como consecuencia de la concatenación positiva de dos factores, a saber:

#### **Factores meteorológicos**

- Lluvias intensas de tipo convectivo
- Campo de la predicción y vigilancia
- Abordable, parcialmente, a nivel operativo
- Están condicionados por una marcada componente orográfica

#### **Factores hidrológicos**

- Respuesta hidrológica de una cuenca ante un tipo de lluvia determinada
- Tipo de suelo y cobertura vegetal
- Antecedentes de lluvias y estado de la cuenca
- Son difíciles de tener en mente por parte del predictor
- Necesidad de modelos hidrológicos de superficie

### **III.1.2. Ingredientes básicos de las lluvias intensas: eficiencia de la precipitación**

---

Siguiendo a DOSWELL ET AL. (1996) se tiene que, desde el punto de vista cualitativo, la intensidad de precipitación es proporcional al flujo vertical de humedad que una nube es capaz de poner en juego,  $wq$ , donde  $w$  es la velocidad vertical y  $q$  es la proporción de mezcla. No todo el vapor de agua que fluye en la nube cae en forma de precipitación, de aquí que el factor de proporcionalidad que relaciona  $I$  con  $wq$  es llamado eficiencia de precipitación,  $E$ , de la nube.

$$I = E * wq$$

$E$  se puede definir también como el cociente entre la masa de agua que cae como precipitación y la que entra en juego en la nube.  $E$  varía desde 0 (al inicio de la formación de la nube cuando no existe precipitación alguna) hasta valores que pueden llegar a ser muy grandes en el ciclo de vida de la nube. La figura adjunta de DOSWELL ET AL. (1996), Fig. III.1.1, muestra conceptualmente las variaciones que experimenta  $E$  a lo largo del ciclo de vida de una nube.

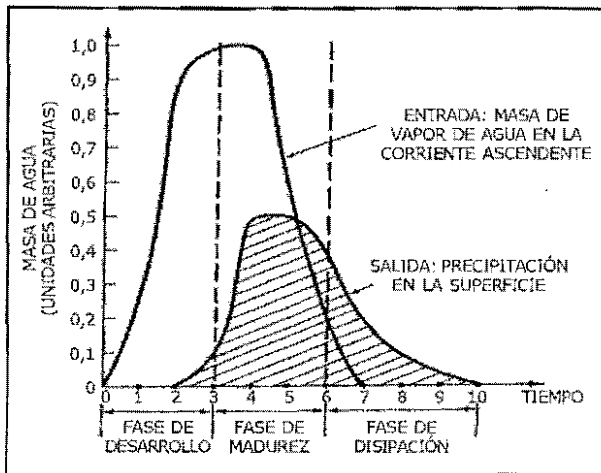


Figura III.1.1. Variaciones conceptuales de la eficiencia de precipitación a lo largo del ciclo de vida de una nube con precipitación. Las escalas en los ejes son arbitrarias. (C. DOSWELL).

Un hecho a destacar es que este factor está definido a nivel de dicha nube. En este sentido tenemos que apuntar que  $E$  no está disponible para el predictor de forma cuantitativa, pues no se conocen directa y objetivamente los factores que la controlan. Lo que sí podemos es evaluar los entornos o situaciones que favorecen valores medios y altos de eficiencia de precipitación, donde la nube que se desarrolle puede "transformar" gran cantidad de agua en suspensión en precipitación que llegue al suelo.

DOSWELL ET AL. (1996) apuntan diferentes factores que favorecen entornos con valores medios de  $E$  elevados. Si nos focalizamos en los factores sinópticos podemos decir que entornos muy húmedos y de baja cizalladura vertical del viento tienden a que los procesos de mezcla entre la nube y el medio ambiente sean los adecuados para generar altas eficiencias de precipitación. Por contra, tormentas aisladas en entornos secos tienden a ser menos eficientes. Intensa cizalladura en la vertical tendería a favorecer los procesos de mezcla que, a su vez, disminuirían la cantidad de agua caída pero, como es sabido, darían lugar a entornos favorables para que la convección se organizara y fuera de más larga duración (paradoja convectiva).

Existe un conjunto de factores que controlan la eficiencia de precipitación y estos se pueden poner de manifiesto a través de las herramientas que el predictor suele utilizar. Veamos los más importantes:

#### — A partir de datos de modelos numéricos y radiosondas

- *Altos valores de humedad relativa medioambiental (RH) en niveles bajos-medios y de agua precipitable (PW).* Tienden a aumentar los procesos de precipitación y a disminuir la evaporación.
- *Débil a moderada cizalladura vertical del viento, sobre todo en niveles medios altos.* Estos entornos tienden a disminuir los efectos de mezcla entre nube-medio ambiente y generar sistemas de precipitación con desplazamientos más lentos.
- *Bases de nubes bajas.* Cuanto menores sean las bases de las nubes precipitantes tanto menor es el efecto de la evaporación. El análisis de dichas bases, a partir de sondeos, resulta muy importante.
- *Ascensos intensos, profundos y persistentes en la propia nube convectiva.* En general, nubes de gran desarrollo vertical tienden a producir más precipitación que nubes donde existan movimientos ascendentes menos significativos. Una excepción la constituyen las nubes de lluvia de tipo "cálido", que se analizarán en este mismo módulo.
- *Fronteras húmedas en bajos niveles* (frontales, orográficas, zonas de costa, microfrentes de racha, etc.).

— **A partir de datos de teledetección (solo datos de satélite y radar)**

- *Precipitación asociada a profundas y espesas nubes cuasiestacionarias.*
- *Existencia de plumas en WV o conexiones con la Zona de Convergencia Intertropical, ZCIT; favorecen entornos húmedos (SCOFIELD AND ROBINSON, 1990, 1992).*

*Nota:* algunos autores indican que este factor no es crítico a la hora de generar lluvias "eficientes".

- *Masas de nubes que se desplazan perpendicularmente a fronteras orográficas.*
- *Medidas directas de alto contenido de humedad a partir de datos de satélite, por ejemplo de PW (agua precipitable; futuro producto que se obtendrá a partir de datos del METEOSAT Segunda Generación, MSG), etc.*
- *Valores altos de reflectividad en bajos niveles o centroides-3D de baja altitud pero de tipo persistente.*

*Nota:* Los datos de rayos y de la actividad eléctrica no se pueden usar como elementos estimadores de la existencia de entornos con alta eficiencia media de precipitación.

— **Factores a escala de la propia nube**

Aunque parte de esta información no está disponible en la rutina diaria es interesante conocer alguno de dichos factores:

- *Amplio espectro del tamaño de las gotitas de la nube.*
- *Nubes profundas de tipo "cálido".* Los procesos de crecimiento por colisión y coalescencia aumentan la eficiencia de precipitación en este tipo de nubes\*.
- *Altura de la base nubosa,* ya se mencionó con anterioridad. A bases más bajas, menor es el potencial de evaporación\*.
- *Distribución vertical del gradiente de la proporción de mezcla de saturación.* Altos valores tienden a incrementar la condensación preferentemente en nubes "cálidas".

(\*) Algunas evidencias indirectas sí se pueden saber en tiempo real.

### III.1.3. Clasificación de nubes convectivas asociadas a lluvias intensas

No es fácil realizar una clasificación de este tipo de estructuras pues esta va a depender del criterio a utilizar: fenómenos relevantes que queramos destacar, del sensor utilizado, de los principales procesos microfísicos asociados a la precipitación, de la existencia o no de rayos en su seno, etc. Desde el punto de vista operativo, y atendiendo a las peculiaridades de nuestras latitudes, hemos optado por dos criterios clasificatorios. La primera clasificación se basa en el predominio o contribución del tipo de proceso, o procesos, que genera la precipitación y, la segunda, en el sensor utilizado (en nuestro caso hemos tomado como referencia los datos de satélite y radar). Hay que hacer notar que estas clasificaciones no son universales aunque pueden resultar muy instructivas y operativas para nuestra problemática particular. Lógicamente ambas están interrelacionadas e iremos mencionando las características de una clasificación en las otras.

#### **Procesos microfísicos de la precipitación: lluvias convectivas de tipo "cálido" y "frío"**

Los patrones extremos, y hasta cierto punto ideales, son muy ilustrativos: nubes convectivas donde predominan los mecanismos que generan precipitación de tipo "cálido" y, por contra, en el extremo opuesto tendremos las de tipo "frío".

#### **Lluvias de tipo "cálido"**

Son estructuras que se dan en entornos relativamente cálidos, húmedos (alto contenido de agua precipitable y de humedad relativa en niveles bajos y medios), con vientos moderados a débiles en

altura y con débil cizalladura vertical. Estos factores promueven entornos con nubes de alta eficiencia de precipitación. El perfil vertical de temperatura y humedad se caracteriza por estar formado por dos curvas muy próximas entre sí y parecido al de una pseudoadiabática húmeda, por tener la base de la nube muy poco elevada. Los CAPE suelen ser bajos o poco significativos. El nivel de equilibrio, NE, asociado a la burbuja ascendente no es representativo de lo que potencialmente puede alcanzar la nube en un entorno tan húmedo.

Las estructuras precipitantes de la nube (ecos radar significativos) ocupan porciones que no llegan a alcanzar temperaturas muy frías, o sea, las gotitas precipitantes se encuentran en abundancia y concentradas alrededor y, sobre todo, por debajo del nivel de la isocero. A estas alturas la cantidad de partículas sólidas no es abundante, por lo que la señal radar proviene casi exclusivamente de blancos formados por gotitas líquidas. En estas condiciones, el crecimiento de las gotitas líquidas en la nube suele estar dominado por los procesos de coalescencia-colisión: la lluvia así formada está constituida por gotitas grandes que han crecido a expensas de las pequeñas y del alto contenido acuoso. Aun más, algunos autores señalan que la eficiencia de precipitación se ve realzada por la concentración de núcleos de condensación. En los mares "cálidos" los cristalitos de sal son abundantes y actúan como núcleos de condensación "gigantes y efectivos" produciendo entornos favorables para la formación de gotitas de mayor tamaño.

La liberación de calor latente que se produce en capas bajas-medias podría ser un elemento que ayude a generar corrientes ascendentes moderadas y que, en un ambiente relativamente húmedo, pudieran aportar cristalitos de hielo en capas superiores dando en la imagen IR toques muy fríos. Si el ascenso vertical no es muy marcado las cimas nubosas quedarían como nubes de tipo "cálido" en las imágenes del IR y, por lo tanto, muy por debajo de la tropopausa, como veremos posteriormente.

CARACENA ET AL. (1979) presentaron las principales características de las células convectivas de lluvia "cálida" en una situación particular de lluvias intensas en latitudes medias: número reducido de rayos, ausencia de granizo, temperatura de los toques nubosos relativamente cálida y, quizás lo más importante, altas tasas de eficiencia de precipitación.

Las nubes convectivas de lluvia de tipo cálido, por antonomasia, son los sistemas convectivos tropicales oceánicos, en donde la presencia de rayos es casi nula. En general, la gran cantidad de agua suspendida en su seno, que se concentra en capas bajas, da lugar a valores moderados-intensos de reflectividad, atribuibles mayoritariamente a gotitas de agua y no a partículas sólidas ni a granizo. Por este motivo, las células convectivas presentan unos centroides de masa poco elevados, rodeados por valores menos intensos de reflectividad. Los *echotops* son moderados y no son especialmente llamativos (10-12 km) sin llegar a los valores asociados a la convección profunda de primavera-verano (de 14-16 km, o más). Su apariencia radar recordaría a la de una nube convectiva en constante fase de "disipación". Por todo ello, la distancia al radar resulta crucial ya que al no ocupar los ecos de precipitación grandes proporciones verticales, estos pasan desapercibidos cuando nos alejamos del radar a unas distancias anormalmente cercanas. Los valores de VIL son poco significativos.

Cuando se utiliza el radar para estimar la intensidad de precipitación, o la acumulada, de las lluvias convectivas de tipo "cálido" nos encontramos con desagradables sorpresas al no verse materializado lo que está aconteciendo en superficie. En estas condiciones son importantísimos los datos provenientes de la red de estaciones automáticas.

La gran cantidad de agua precipitante, concentrada en capas bajas, y la escasez relativa de cristalitos de hielo hacen que estas nubes convectivas posean un número relativamente bajo de rayos: no son estructuras que favorezcan en su seno los procesos de generación y separación de cargas y, posteriormente, la producción de descargas nube-tierra.

Los datos de satélite hay que utilizarlos con mucha precaución. En la mayoría de las técnicas de estimación de precipitación desde satélites priman las nubes con toques fríos (IR) y espesas (VIS), hechos que no siempre se cumplen en este tipo de estructuras. No podemos inferir lo que precipita en superficie (dónde, cuánto y cómo) a partir de los datos exclusivos de satélites convencionales (METEOSAT, TIROS-NOAA). En este sentido cabe señalar que un calentamiento de sus toques más fríos no debe de entenderse como una disipación del sistema ya que no nos revela nada sobre la dinámica en sus capas bajas donde puede seguir precipitando con intensidades elevadas. La escasa o nula actividad eléctrica sólo nos serviría para confirmar la existencia de procesos de lluvia de tipo cálido.

Por lo tanto, los sistemas de teledetección actuales y operativos (satélite, red de detección de rayos, etc.) poseen poca destreza en alertarnos de la existencia de este tipo de convección cálida. Por contra, la señal radar será importante si los ecos se encuentran a distancias apropiadas. Los datos de precipitación de superficie son críticos para evaluar la intensidad de la precipitación de estas nubes.

En este tipo de nubes convectivas se pueden dar elevadas cantidades de precipitación, con intensidades moderadas, en períodos más amplios que las nubes frías. Solo si existe un marcado realce orográfico se podrán dar intensidades del mismo orden que en las de carácter frío. La convección así formada se puede calificar de eficiente, "húmeda" y poco profunda pero de moderada a intensa, desde el punto de vista radar.

#### *Ejemplo 1 (Fig. III.1.2)*

Zona de Valencia. Radar de Murcia. Fecha 23/oct/00. Hora 11:00 UTC. Lluvias de tipo "cálido" asociadas a SCM de topos muy fríos.

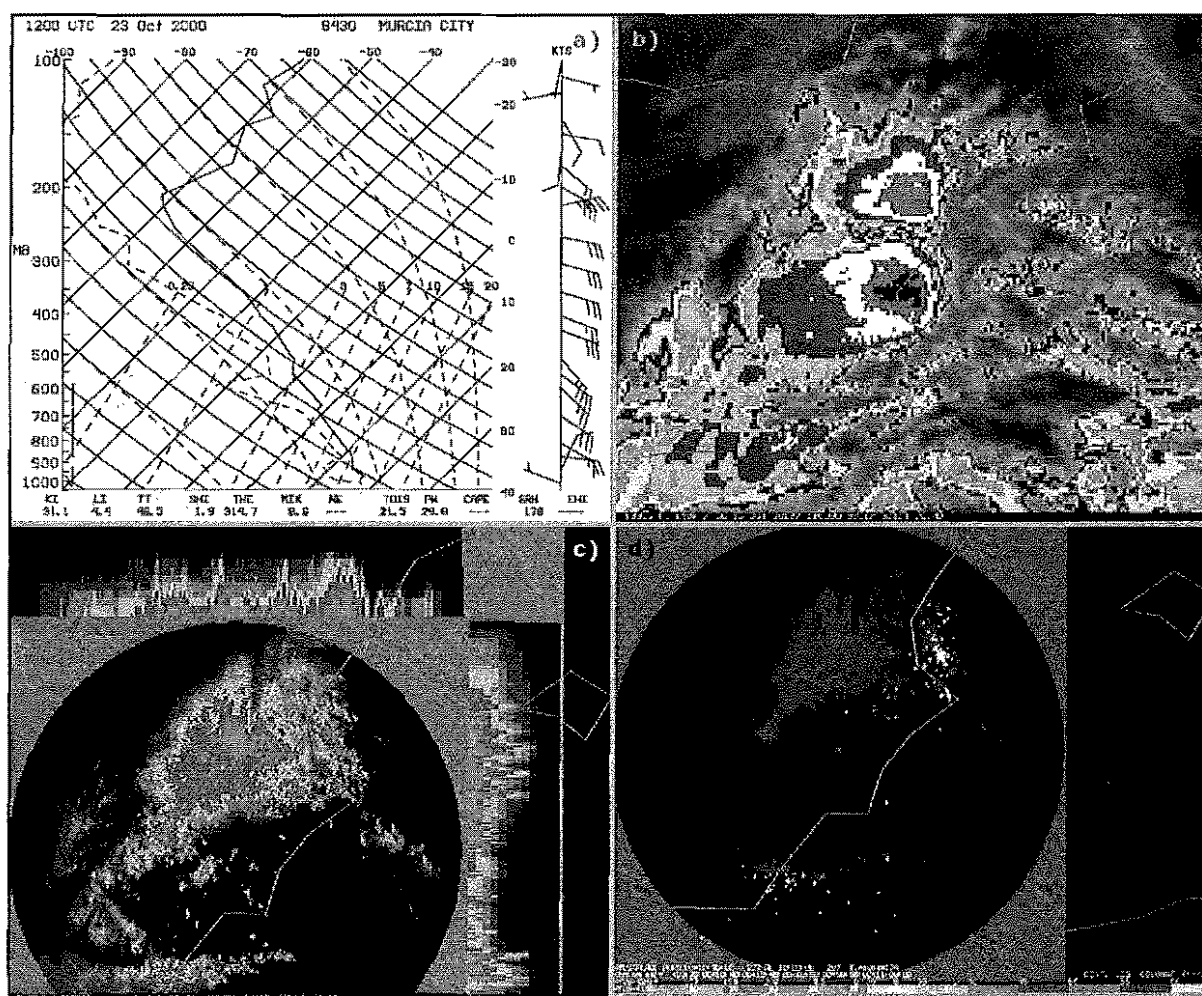


Figura III.1.2. Situación de lluvias intensas y torrenciales de tipo "cálido" del 23 de octubre de 2000 a las 11 UTC. a) Sondeo de Murcia de las 12 UTC; b) imagen IR realizada; c) Zmax hor/ver; y d) VIL y rayos en la última media hora. Las imágenes de radar corresponden al de Murcia y las escalas de reflectividad y VIL son las convencionales.

#### **Lluvias de tipo "frío"**

Son aquellas que ocupan grandes proporciones en la troposfera y poseen ecos intensos a alturas elevadas. Están soportadas por fuertes, intensas y profundas corrientes ascendentes, de forma que su nivel de equilibrio está próximo a la altura de la tropopausa. Estrictamente hablando, son nubes en las que la mayoría de los procesos de formación de las partículas precipitantes tiene lugar a temperaturas frías o muy frías: la formación de la precipitación (líquida y/o sólida) se lleva a cabo, mayoritariamente, a partir de cristallitos de hielo, granizo blando y agua subfundida.



Los ecos de precipitación, que provienen de las partículas citadas, son elevados en zonas de la nube donde se alcanzan valores de temperatura muy bajos, favoreciendo la aparición de gran cantidad de partículas sólidas. CAPE altos, vientos intensos y de moderada a fuerte cizalladura vertical del viento son los entornos más proclives para su formación. Los procesos de generación y separación de carga son muy eficientes por lo que conllevan gran cantidad de descargas eléctricas: nube-nube (NN) y nube-tierra (NT). Si las corrientes ascendentes son muy intensas, el centro de cargas negativas se puede elevar a alturas muy significativas y mantenidas durante un período determinado de tiempo. Este hecho produce temporalmente una disminución o ausencia de rayos negativos y un aumento de positivos. Lo que caracteriza a este tipo de nubes es la presencia de ecos intensos a elevadas alturas. Por este motivo aparecen estructuras con VIL intensos y *echotops* elevados. Al poseer grandes porciones de ecos en la troposfera, el radar las detecta con cierto grado de garantía, incluso a grandes distancias.

Desde el punto de vista del satélite sus principales características son: topes muy fríos (IR) y relativamente espesos (VIS), pudiendo presentar crecimientos y desarrollos explosivos en sus primeros estadios de desarrollo. Obsérvese que estas mismas características se pueden presentar con las nubes de lluvias convectivas de tipo cálido, por lo que el satélite no es la mejor herramienta para discriminar ni el tipo ni la intensidad de precipitación que está aconteciendo en superficie.

Los sistemas de teledetección (radar, satélite, red de detección de rayos, etc.) actuales poseen bastante destreza en alertarnos de la existencia de este tipo de convección y de sus posibles fenómenos asociados en superficie. En este tipo de nubes se pueden dar intensidades elevadas de precipitación en muy cortos períodos de tiempo.

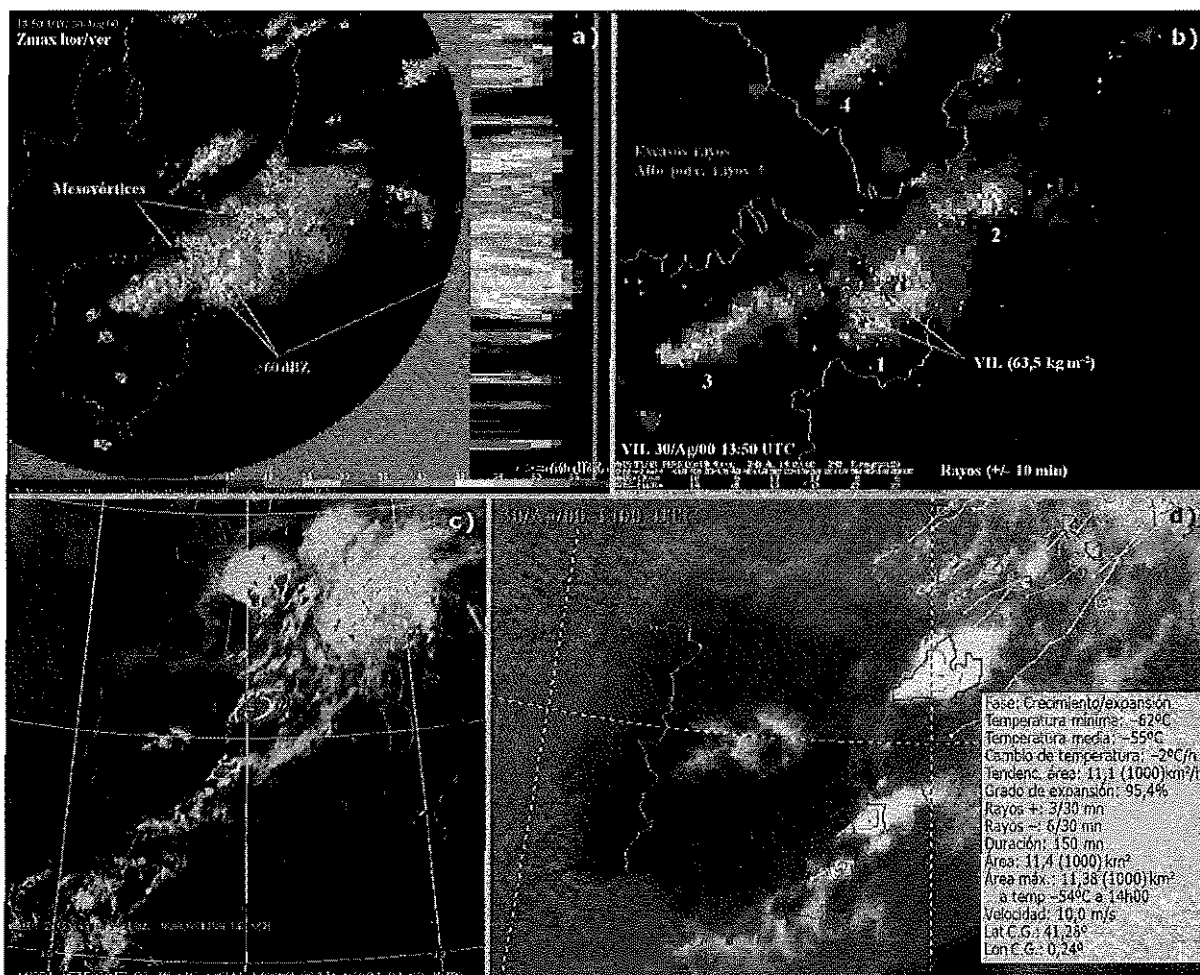


Figura III.1.3. Situación de granizadas locales y significativas ligadas a estructuras de tipo "frío" del 30 de agosto de 2000 en la zona NE de Teruel a las 13:50 UTC. Detalle de la zona: a) Zmax hor/ver; b) VIL y rayos en una ventana de  $\pm 10$  min; c) salida correspondiente a la identificación de SCM mediante la técnica desarrollada por el STAP a las 14 UTC; y d) ídem que el caso anterior, pero utilizando la técnica del primer prototipo del RDT desarrollado por Météo-France para el MSG. Las imágenes de radar corresponden al de Zaragoza y las escalas de reflectividad y VIL son las convencionales.

*Ejemplo 2 (Fig. III.1.3)*

Asociado a precipitaciones sólidas del día 30/ago/00 en el NE de Teruel, algunas de las cuales llegaron a dar granizadas significativas (tamaño del granizo: "pelota de frontón").

El sondeo de 12 UTC de Zaragoza (no mostrado aquí) marca la inestabilidad que existía en la zona. Obsérvese la información suministrada por el satélite Meteosat, teniendo en cuenta la imagen IR de la 14:00 UTC y las salidas dadas por los procedimientos objetivos de análisis de SCM del STAP y del prototipo equivalente del RDT (*Rapid Developing Thunderstorm*) desarrollado por Météo-France para el *Meteosat Second Generation* (MSG).

Todos estos elementos nos hacen pensar que estamos frente a convección muy intensa donde predominan los procesos "fríos" a la hora de generar la precipitación en altura.

**Sensor utilizado: satélite y radar**

Hemos usado los datos del satélite y radar como elementos clasificatorios, ya que muchas de las técnicas de estimación de la precipitación se basan en uno u otro sensor. Desde el punto de vista del satélite tomaremos las imágenes de IR como referencia. Es muy común, en entornos operativos, utilizar la temperatura de los topos nubosos (variaciones temporales y espaciales) para inferir la intensidad y profundidad de una nube convectiva respecto a la altura de la tropopausa. En el caso del radar hemos tomado la altura e intensidad del centroide de masa de las células convectivas como elemento de referencia.

**Topes en IR**

La existencia de topos muy fríos en nubes convectivas suele ser una evidencia indirecta de fuertes corrientes ascendentes. La misma idea subyace cuando los topos en IR experimentan cambios súbitos tanto en enfriamientos y calentamientos nubosos: los topos muy fríos, que se alcanzan en períodos muy cortos, suelen estar ligados a fenómenos y lluvias intensas. Lo contrario se puede decir para los calentamientos de los topos convectivos. Desgraciadamente, estas evidencias pueden llevarnos, en algunas circunstancias, a falsas alarmas. Desde el punto de vista de las lluvias intensas podemos destacar dos casos singulares:

*Nubes con topos nubosos cálidos*

Este término se utiliza cuando nubes convectivas se desarrollan en zonas donde el nivel de equilibrio, NE, queda muy por debajo del nivel de la tropopausa. Suelen formarse allí donde existan condiciones de desarrollo vertical, pero están limitadas por una marcada inversión térmica en niveles medios. Como consecuencia, los topos nubosos no llegan al nivel de la tropopausa. De esta forma, la porción de la nube en las partes frías de la troposfera no es muy amplia. Las temperaturas de brillo en IR y el espesor de la nube se reducen considerablemente. Desde el punto de vista de la precipitación no podemos inferir lo que está ocurriendo en capas más bajas y próximas al suelo. En EEUU se han dado situaciones de lluvias intensas e inundaciones asociadas a nubes con topos cálidos. Lo chocante de esas situaciones surge al aplicar realces y técnicas que priman los desarrollos de topos más fríos sin tener en cuenta otros factores adicionales, pasando estas nubes casi desapercibidas.

Un ejemplo podemos encontrarlo en la convección que se puede desarrollar embebida en oclusiones frontales: en ellas se dan condiciones de alto contenido de humedad en capas bajas (necesario para la convección de tipo húmedo) y limitada en niveles medios por una inversión. En la zona mediterránea y en la época otoñal se han detectado estructuras convectivas con topos en IR de carácter cálido que llevaban asociada precipitaciones intensas.

*Nubes con topos nubosos fríos*

Nubes de gran desarrollo vertical pueden llegar al nivel de la tropopausa e, incluso, superarla. Solo intensas o persistentes corrientes ascendentes pueden llevar gotitas y vapor de agua a dichos niveles. Es muy común atribuir el nombre de convección profunda a este tipo de estructuras convectivas ya que se supone que las corrientes ascendentes parten desde niveles bajos y ocupan grandes espesores en la troposfera. Desafortunadamente, no podemos inferir directamente que a un enfriamiento súbito dado o a una temperatura del tope nuboso muy fría le corresponda una intensidad de precipitación determinada. Véanse las imágenes IR de los ejemplos 1 y 2.

### **Altura del centroide de la célula radar 3D**

Desde el punto de vista radar podemos dividir las células convectivas tridimensionales en función de la altura del centroide. Lógicamente, la altura del centroide de una célula va a variar a lo largo de su ciclo de vida; de hecho, células con ecos de gran desarrollo vertical terminarán en su fase final o de disipación con un centroide bajo pero, en promedio temporal y espacial, han tenido su centroide situado en niveles medios-altos. De esta forma tenemos:

#### ***Células con centroides bajos***

Son estructuras precipitantes que se dan en entornos muy húmedos y de alta eficiencia de precipitación. Su centroide se suele mantener entre los 2-4 km de altura alcanzando valores moderados (40-45 dBZ). Las células convectivas en sí ocupan poca extensión en la horizontal respecto a la lluvia de tipo estratiforme. La convección es un elemento poco diferenciado del resto de la estructura precipitante, que suele ser de carácter amplio y con valores significativos. Casi toda la señal radar proviene de las gotas de lluvia. Las intensidades de precipitación suelen ser moderadas y localmente intensas. Los *echotops* son menos prominentes que los asociados a la convección de primavera-verano. Por estas razones, la capacidad de detección del radar en estas situaciones se ve mermada sobre todo con la distancia, subestimando considerablemente lo registrado en superficie. Las lluvias convectivas de tipo tropical suelen presentar estas características. Algunos sistemas convectivos de Mediterráneo del período otoñal pueden presentar este tipo de precipitación convectiva. Véase la imagen del ZMAX hor/ver del ejemplo 1. En esta figura se puede observar como los ecos más intensos se encuentran en los CAPPI más bajos, por lo que es de esperar que los centroides convectivos se encuentren en capas bajas. Un estudio detallado realizado con el procedimiento de análisis de células convectivas tridimensional así lo demuestra.

#### ***Células con centroides altos***

Las tormentas de primavera-verano, que se presentan en entornos con altos valores de CAPE, marcada cizalladura, etc., suelen presentar durante gran parte de su ciclo de vida centroides altos e intensos. Estas señales son evidencias indirectas de intensas corrientes ascendentes que llevan gran cantidad de partículas sólidas y líquidas subfundidas a niveles muy altos. Mientras estas corrientes perduren, y exista una organización interna determinada, los centroides de las células se mantendrán en niveles medios-altos. Las células aparecen como verdaderos torreones con fuertes gradientes de reflectividad. Sus *echotops* son elevados y sus VIL intensos. Por estas razones son bien detectadas por los radares meteorológicos, incluso a grandes distancias, a diferencia de las anteriores. Véase el ZMAX hor/ver del ejemplo 2. Aquí los ecos muy elevados generan tormentas con centroides altos y una manifestación visual es la existencia de estructuras de ecos intensos y muy alargados en la vertical.

### **III.1.4. Organización y movimiento**

Existen dos componentes en una estructura convectiva que aumentan la probabilidad de generar lluvias intensas en superficie: su organización y su movimiento.

#### **Organización: tamaño, duración e intensidad de las células que componen el sistema**

La organización de un sistema convectivo conlleva una duración más larga que la de una tormenta ordinaria y, a la vez, que alguna de las células que se generen en su seno presenten características especiales, proclives a lluvias torrenciales. Operativamente es difícil evaluar si un sistema está organizado o no. Este hecho se puede suplir por evidencias indirectas tan simples como su tamaño (horizontal y vertical), duración (normalmente más de 30 min) e intensidad de las células del sistema.

- Sistemas multicelulares y supercélulas: células intensas con propagación anómala
- Célula pulsante, autorregenerativa y efecto "tren convectivo"
- SCM: líneas de turbonada

#### **Movimiento: sistemas cuasiestacionarios y efecto "tren convectivo"**

Se supone que el lector ha revisado o está familiarizado con el concepto de movimiento celular, bien en los módulos TEMPOWEB bien en el módulo correspondiente a este curso. El movimiento de las células

convectivas, y del sistema de precipitación general, debe ser evaluado para analizar la existencia potencial o no de lluvias intensas. El movimiento de las células más activas se puede referir respecto al flujo medio rector o respecto a un punto de observación en superficie.

En el primer caso tenemos:

- Sistemas que se desplazan corriente abajo
- Sistemas "retrógrados" o que se mueven corriente arriba
- Sistemas cuasiestacionarios

En el segundo caso tenemos el llamado efecto "tren convectivo". Todos estos casos son tratados con más profundidad en el módulo *Movimiento de las células tormentosas: sistemas cuasiestacionarios*.

Aunque cualquier estructura convectiva intensa puede generar lluvias significativas, los sistemas retrógrados, cuasiestacionarios y los que generen el efecto "tren convectivo" serán los más importantes.

### III.1.5. Técnicas de vigilancia y predicción a muy corto plazo

Las técnicas de vigilancia y predicción a muy corto plazo, referidas a lluvias intensas, deben pasar por el uso combinado de datos radar y de datos continuos de redes densas de estaciones automáticas, teniendo en cuenta las salidas numéricas de modelos de predicción y variables de entorno.

Las técnicas actuales basadas en datos de satélites convencionales (p. ej., RAINSAT con el Meteosat) subestiman notoriamente las intensidades de precipitación convectiva y la resolución espacio-temporal del actual satélite no es la adecuada para el tipo de fenómeno que estamos tratando. Nuevas perspectivas se pueden abrir con el MSG y los satélites que lleven incorporado sensores de microondas.

La utilización de los datos de rayos pasa por su uso cualitativo: identificación y ubicación de las células más activas, desplazamiento a nivel celular, etc. Su uso cuantitativo está hoy en día bastante limitado ya que existen situaciones en las que se dan gran cantidad y densidad de rayos sin existir su contrapartida en precipitación. El caso contrario también es posible encontrarlo: altas tasas de precipitación convectiva y escasez de rayos.

Veamos un resumen de las técnicas que existen en la actualidad. WARNER ET AL. (2000) hacen una revisión del "estado del arte" de la predicción de lluvias intensas e inundaciones relámpago en terrenos orográficamente complejos. Algunas de ellas pueden ser, o son, operativas (en negrilla) y otras caen dentro del campo de la investigación. Son estas:

- **Estimación radar de la precipitación:** radares convencionales y duales.
- Modelos no hidrostáticos mesoescalares a nivel de tormenta: alimentación con datos radar.
- **Sistemas automáticos para la predicción de la convección a muy corto plazo:** "Autonowcaster" (Integración de datos radar, perfiladores, modelos numéricos, observaciones de superficie a nivel mesoescalar, etc.).
- Modelos unidimensionales de nubes para la predicción de la precipitación.
- Modelos de precipitación orográfica basados en la continuidad de masa para la predicción y estimación de la precipitación.
- Estimación de la precipitación orográfica basada en métodos estadísticos.

Todas estas técnicas tienen limitaciones a la hora de aplicarlas en entornos operativos y, sobre todo, en terrenos orográficamente complejos:

- Ausencia de una densidad de datos de calidad obtenidos por redes de estaciones automáticas ubicadas en zonas de montaña.
- Limitaciones inherentes a la toma de datos de los radares meteorológicos en zonas de compleja orografía (falta de representatividad de la señal radar con que llega a superficie, bloqueos orográficos, ecos de tierra, etc.).
- El carácter complejo del fenómeno a tratar: la convección profunda e intensa.

Acercándonos a la realidad actual dentro del INM tendríamos que basarnos en:

*Convección primavera-verano: el VIL*

Si el VIL resulta útil para estimar la existencia o no de granizo y vientos fuertes en superficie, su uso está más restringido en los temas de tornados y lluvias intensas. No debemos olvidar que el VIL se desarrolló para la detección de tormentas "severas" en EEUU y, en particular, para las Grandes Llanuras. En este sentido las lluvias torrenciales de toques o de carácter frío de primavera-verano, preferentemente, suelen presentar VIL (o densidad de VIL) intensos y van acompañadas de cierta actividad eléctrica. Por lo tanto, las tormentas con VIL moderados-intensos y persistentes, que varíen sus VIL de forma "explosiva", ocupando porciones horizontales amplias, pueden ser potencialmente generadoras de lluvias torrenciales.

La utilidad del VIL, como imagen de alerta, decae cuando consideramos lluvias de tipo "cálido": los VIL de este tipo de convección suelen ser más bajos, e incluso, pueden pasar desapercibidos. Sus limitaciones pasan por no estar diseñado este producto para alertarnos de convección con ecos intensos pero poco elevados. En este sentido, es necesario y para cualquier situación, focalizarnos más en la información de capas bajas complementadas con datos de estaciones automáticas.

*Uso combinado de PPI, estaciones automáticas y acumulaciones horarias como elementos de la vigilancia: "respuesta hidrológica"*

La vigilancia y predicción de lluvias intensas e inundaciones requieren una estimación de la precipitación lo más precisa posible, tanto temporal como espacialmente, sobre cuencas determinadas que climatológicamente son proclives a sufrir inundaciones. De aquí que se requiere disponer de la mejor estimación de la intensidad de precipitación posible. Esto nos llevaría a la mejora u optimización de:

- relaciones Z/R más precisas: calibración con las EMA;
- corrección de los errores asociados a bloqueos parciales y atenuación;
- realce orográfico de la precipitación: modelos digitales del terreno, correcciones locales (viento perpendicular a zonas de montaña, humedad media en capas bajas, SFC-700 mb), etc.;
- antecedentes de lluvias en la misma región: acumulaciones horarias;
- antecedentes climatológicos.

En cuanto a la llamada "respuesta hidrológica" del terreno, para una situación de lluvias intensas, nos encontramos con que en la gran mayoría de los casos el predictor no dispone de información adecuada en tiempo real. Mencionar, por último, otras técnicas basadas en la utilización de otros datos de teledetección, con sus usos y limitaciones propias:

- Satélite operativos: RAINSAT-METEOSAT (VIS + IR) + RAD y *Convective Rainfall Rain*, futuro producto del MSG: estimaciones cualitativas. Ya se mencionó al inicio.
- Satélites sensibles a las zonas de precipitación: satélites polares de baja órbita con sensores de microondas, MW. Problema baja resolución temporal. Combinación de canales (IR + VIS) + MW.
- Rayos. No se pueden utilizar de forma aislada y como principal elemento estimativo y/o predictivo de lluvias intensas. Aunque en la convección de toques fríos existe una buena correlación entre los máximos de densidad de rayos negativos y máximos de precipitación, no es menos cierto que esta regla no es universal. TAPIA ET AL. (1998) han desarrollado una técnica objetiva de estimación de lluvia convectiva a partir de observaciones de rayos y complementaria al radar (zonas de sombras) para la zona de Florida.

## III.2. ESTIMACIÓN DEL GRANIZO

### III.2.1. Introducción

Las teorías sobre la formación del granizo en las nubes convectivas son complejas e inacabadas por lo que su predicción y detección son tareas difíciles de realizar operativamente. A esto habría que añadir que las herramientas que el predictor utiliza en tiempo real no están orientadas directamente para tal fin. Por otra parte, no se dispone de datos precisos de retorno en tiempo real y las verificaciones son muy difíciles de realizar. Las zonas donde se poseen datos y climatologías locales están fuertemente condicionadas por el interés de los daños que suele causar sobre ciertos bienes (por ejemplo, agrícolas). Además habría que indicar que la zona donde cae el granizo es una porción relativamente pequeña comparada con el tamaño del área activa de la tormenta "madre".

### III.2.2. Generación del granizo en nubes convectivas: ingredientes

Veamos una visión muy simplista del fenómeno, tomando como referencia básica la figura III.2.1.

El granizo se genera en casi toda nube tormentosa de cierto desarrollo vertical y, preferentemente, en sus niveles medios y altos. Normalmente el granizo formado se funde o se desintegra antes de caer al suelo. Cuando las corrientes ascendentes son muy intensas, parte de las gotitas de agua pasan a ser bolitas o cristales de hielo, pudiendo ser transportadas a niveles muy altos desde la misma nube o desde otras nubes llamadas "sembradoras" (generadoras de dichos cristales) a otras de mayores proporciones que caigan dentro de zonas muy frías en la atmósfera. Estas nubes sembradoras deben de estar en torno a los  $-5$  a  $-15^{\circ}\text{C}$ , mientras que las nubes generadoras del pedrisco deben de alcanzar entre los  $-20$  y los  $-40^{\circ}\text{C}$  (los 5 y 10 km de altura). Estos valores son dependientes del lugar, época del año, tipo de granizo, etc., por lo que deben ser tomados como orientativos.

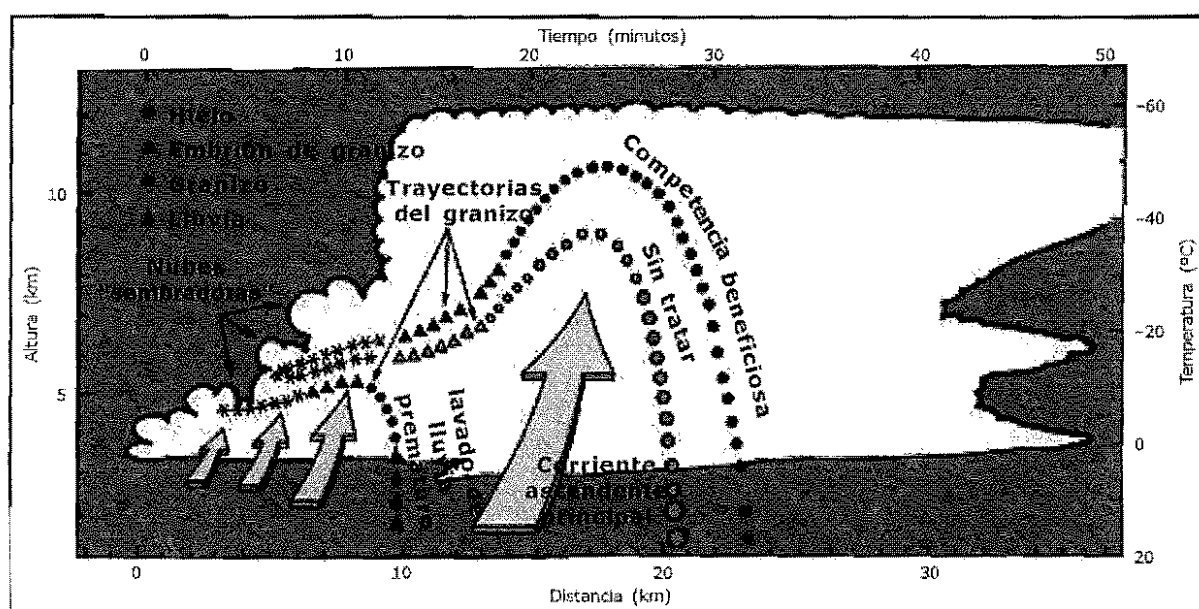


Figura III.2.1. Conceptos básicos sobre la formación del granizo en las nubes convectivas.

Lo que sí es cierto, y es un factor común en todos los estudios, es que las nubes convectivas que pueden ser las mejores candidatas para generar pedrisco\* son las que poseen fuertes corrientes ascendentes y cierto grado de organización: las multicelulares y supercelulares. Estas estructuras poseen todos los ingredientes para poder generar granizo en su interior. De hecho la predicción del granizo a corto plazo esta fuertemente modulada por la predicción de ambientes proclives a desarrollar dichas nubes convectivas.

(\*) Utilizaremos el término de pedrisco como granizo de cierto tamaño y que es susceptible de generar daños en superficie.

Al caer los embriones sembradores, o partículas sólidas, desde alturas gélidas en entornos ricos en agua subfundida, esta se va incorporando instantáneamente a la célula germen. Si las corrientes ascendentes cesan o el granizo ya formado se desplaza internamente a zonas donde no puede ser mantenido por las corrientes ascendentes, entonces comienza a caer.

Si el entorno medioambiental es muy cálido y seco, la base de la nube será muy alta y la probabilidad de que el granizo formado en altura llegue al suelo es muy baja. Si el ambiente es muy húmedo, el aire puede retener más vapor de agua y la liberación de calor latente puesto en juego en los cambios de fase tenderá a disminuir la probabilidad de que el granizo que se formó en niveles superiores llegue al suelo. Estas condiciones restrictivas hacen que solo algunas nubes convectivas, que puedan generar granizo en altura, tendrán o encontrarán entornos localmente favorables para que este alcance el suelo.

A nivel operativo se pueden distinguir diferentes fases en las labores de vigilancia y detección del granizo, a saber:

- Nubes potencialmente generadoras de granizo a cualquier nivel
- Nubes que pueden dar granizo en superficie: zona más probable
- Estimación del tamaño de granizo

Las climatologías globales y nacionales sobre áreas afectadas por granizo de cierto tamaño y vientos fuertes en superficie en latitudes medias (no mostradas aquí) están relacionadas con la circulación en chorro y la cizalladura vertical del viento que, a su vez, influyen en la generación de las tormentas organizadas e intensas (DOSWELL AND BOSART, 2000). Estas mismas conclusiones se pueden extender a la Península Ibérica, donde las zonas más afectadas por el pedrisco suelen ser áreas barridas por perturbaciones sinópticas, moduladas mesoescalarmente por la topografía, calentamiento diurno, etc.

De lo comentado anteriormente se tiene que la predicción del granizo está relacionada directamente con el tipo de nube convectiva en que se puede formar y esta, a su vez, con la intensidad de las corrientes ascendentes y el grado de organización de dicha estructura convectiva, tanto en el corto y en el muy corto plazo, que a su vez está relacionada con el "grado de inestabilidad atmosférica" y la cizalladura vertical del viento, como se puso de manifiesto en los módulos anteriores.

Existen unas variables de entorno de tipo termodinámico que son muy importantes en la formación y mantenimiento del granizo en nubes de desarrollo vertical. Su papel se irá destacando en los próximos apartados.

### **Intensas corrientes ascendentes**

Existen varios factores que pueden generar fuertes corrientes ascendentes a nivel mesoescalar cuando las condiciones sinópticas son no desfavorables.

#### **1) Flotabilidad de la burbuja de aire: ambientes de marcada inestabilidad**

Es muy común relacionar el grado de inestabilidad con la intensidad de las corrientes ascendentes. Estrictamente hablado, el índice que puede estar más íntimamente relacionado con dichas corrientes es el CAPE. Operativamente, lo que se hace es evaluar o estimar la intensidad de las corrientes ascendentes ( $W_{max}$ ) en entornos donde hay una marcada inestabilidad latente (p. ej., CAPE elevado). El CAPE y  $W_{max}$  están físicamente relacionados por la expresión:

$$W_{max} = \sqrt{2 \text{ CAPE}}$$



siendo  $W_{max}$  la máxima velocidad vertical que puede alcanzar, idealmente, una burbuja bajo ciertas suposiciones y para un perfil vertical de  $T-T_0$  (para más detalle, consúltase el apartado relativo a flotabilidad en el capítulo *Procesos físicos que controlan la estructura y evolución de los fenómenos convectivos*). Por otra parte, a mayores corrientes ascendentes, mayor tiempo de permanencia del granizo incipiente, mayor probabilidad de colisiones y crecimiento y, por tanto, mayor tamaño del granizo.

## **2) Ascensos forzados con baja-moderada inestabilidad**

### *Forzamiento orográfico*

En las zonas montañosas, la intensidad de tales corrientes puede verse altamente modificada al incidir una masa nubosa, potencialmente inestable, sobre una cadena montañosa. No es de extrañar que, en ciertas situaciones en que la inestabilidad de una masa de aire sea relativamente baja (CAPE muy bajo o casi nulo), esta pueda ser alterada al producirse un ascenso forzado orográficamente (p. ej., descargas frías invernales en la cornisa cantábrica) y la nube convectiva llega a alcanzar proporciones que de otra forma no alcanzaría. En estas condiciones, una masa de aire con bajo CAPE y niveles de congelación poco elevados puede generar granizadas significativas en periodos fríos pero el tamaño del granizo asociado suele ser relativamente pequeño. Este no es el caso que nos ocupa.

### *Forzamiento local por chorro en bajos niveles*

Las corrientes ascendentes pueden ser intensas en zonas donde, aun no existiendo una inestabilidad marcada en toda la vertical, exista un chorro o flujo persistente en bajos niveles, LLJ, que incida sobre una frontera mesoescalar (frontera térmica, discontinuidad de origen cinemático, etc.). Estas condiciones se suelen dar, por ejemplo, en el seno de bajas frías cuando afectan a la zona mediterránea y existe un flujo moderado de aire en capas bajas de componente este.

### *Forzamiento generado por la propia convección: microfrentes de racha*

La propia convección puede generar ascensos intensos y, de esta forma, añadir un mecanismo de forzamiento adicional y local.

## **Organización de la convección**

El grado en que la convección esté organizada repercutirá en el tiempo que las partículas sólidas permanezcan en la nube convectiva y así poder crecer hasta tamaños significativos. Una estimación indirecta del grado de organización de la convección se puede realizar por la persistencia y duración de la estructura convectiva que, a su vez, está relacionada indirectamente con la disposición de las corrientes ascendentes y descendentes. Como se verá en otro apartado de este capítulo, una de las técnicas estimativas de presencia o no de granizo en una nube se basa en el mantenimiento de reflectividades intensas en un nivel o exploración radar, digamos por ejemplo en el PPI, durante un período determinado.

## **Variables termodinámicas óptimas**

La cantidad de granizo que se puede generar en una estructura convectiva depende de la cantidad de agua subfundida que exista en la nube y de que haya sido elevada a temperaturas muy frías (intensidad de las corrientes ascendentes) y mantenida en su seno por un período de tiempo apreciable (organización interna). A menor temperatura alcanzada, mayor será la intensidad de las corrientes ascendentes y la posibilidad de mantener más agua subfundida. Así, nubes convectivas que penetren más allá de los  $-10^{\circ}\text{C}$  podrán generar "más granizo" que aquellas que solo lleguen a los  $-5^{\circ}\text{C}$ . Granizo de gran tamaño suele estar ligado a tormentas de gran desarrollo vertical capaces de llegar a zonas donde reinen temperaturas de  $-20^{\circ}\text{C}$ , o inferiores. Obsérvese que las nubes poco profundas que se desarrollen en una masa de aire frío pueden alcanzar temperaturas negativas como para generar granizo de cierto tamaño pero, normalmente, la cantidad de agua subfundida es menor que en las tormentas de primavera-verano del interior peninsular.

Además, la probabilidad de que el granizo llegue a la superficie depende de ciertas variables térmicas del entorno donde se desarrolla la tormenta, alguna de las cuales puede influir en el grado de "organización de la tormenta": temperatura media entre la base de la nube y el suelo, contenido de humedad medioambiental, etc.



Por último, indicar que existe un conjunto de procesos microfísicos que actúan a nivel de la tormenta y que caen fuera del campo de la operatividad diaria: concentración de partículas de hielo y de agua subfundida, trayectorias internas del granizo dentro de la nube convectiva, etc. Esto hace aún más difícil la predicción de dicho meteoro. Vemos que la propia tormenta puede crear entornos que realcen la generación de granizo frente a otras células convectivas, muy cercanas a ella, que comparten el mismo marco sinóptico y mesoescalar.

Todos estos elementos hacen que las granizadas sean fenómenos que ocupan una parte relativamente pequeña en el espacio y en el tiempo si las comparamos con la extensión de la tormenta madre. Su ubicación y posterior caída, respecto a la nube tormentosa, es una tarea difícil de predecir en la operatividad diaria.

Nos ocuparemos de las tormentas que potencialmente puedan dar lugar a granizo de tamaño relativamente grande (pedrisco). En especial, estudiaremos las evidencias indirectas de la posible existencia de granizo a través de los datos radar.

### **Resumen sobre ingredientes potenciales para la generación del granizo en superficie**

- Convección:
  - fuertes corrientes ascendentes;
  - organizada: persistencia;
  - gran cantidad de agua subfundida y partículas sólidas en amplias porciones frías y muy frías de la nube;
  - altura de la base de la nube adecuada: ni muy alta ni muy baja.
- Necesidad de considerar las llamadas "Variables de entorno a nivel de la tormenta"

### **III.2.3. Variables de entorno antes y durante la convección**

Las variables de entorno son aquellas que, basadas en los procesos físicos que generan y controlan a un determinado fenómeno, pueden ser usadas para una mejor estimación y predicción de la existencia o no de dicho fenómeno en las nubes convectivas que lo pueden generar. Diferenciaremos dos estadios: cuando se espera la aparición de la convección y al desarrollarse esta de forma significativa.

#### **Variables antes de que se forme la convección**

- Aquellas que promuevan la intensidad y el grado de organización de la convección: CAPE y cizalladura del viento. Con la estimación del CAPE lo que se trata de inferir es la intensidad de las corrientes ascendentes. Tenga en cuenta el forzamiento mesoescalar que pueda generar fuertes corrientes ascendentes en entornos de baja o moderada inestabilidad.
- Aquellas que nos den una idea de las alturas de las isoceros e isotermas de  $-10$ ,  $-15$  y  $-20^{\circ}\text{C}$ : el análisis clásico de la burbuja en sondeos y su relación con dichas alturas puede ser muy útil de cara a la posible existencia o no de granizo.

*Variables de entorno antes de la convección:*

- Aquellas que garanticen la formación de convección organizada y profunda con altura de la isocero del húmedo adecuada:
- Intensas corrientes ascendentes (efecto orográfico).
- Estructuras organizadas de larga duración: estructura del viento medioambiental.
- Altura de la capa de fusión (isocero).
- Altura de las isotermas de  $-5^{\circ}\text{C}$ ,  $-10^{\circ}\text{C}$ ,  $-20^{\circ}\text{C}$ , ...

#### **Durante la convección**

- Variables que condicionan el tipo de precipitación que llegue al suelo: altura de las isoceros (húmedo y seco), temperatura media del estrato entre la base de la nube y el suelo, contenido de humedad y agua precipitable en niveles medios.

- Otras a tener en cuenta, como por ejemplo: la altura o distancia entre el nivel del terreno y la base de la nube.

Independientemente de las guías proporcionadas por modelos o de la utilización de datos a partir de radiosondeos, vamos a analizar aquella información útil que se pueda obtener a partir de datos de teledetección, complementada con las variables de entorno apropiadas.

Las variables de entorno, próximas a la tormenta, nos pueden dar una idea de cuáles son las condiciones medioambientales que son favorables, o no, para formación de granizo:

- Alturas de las isotermas frías ( $0^{\circ}\text{C}$ ,  $-5^{\circ}\text{C}$ ,  $-10^{\circ}\text{C}$ ,  $-20^{\circ}\text{C}$ , ...).
- Capa seca en niveles medios.
- Temperatura media en capas bajas: base de la nube suelo.
- Difícilmente son útiles, a nivel general, para estimar el tamaño del granizo en superficie, por sí solas.

*Ejemplos. Sondeos próximos a situaciones de granizadas significativas (Fig. III.2.2)*

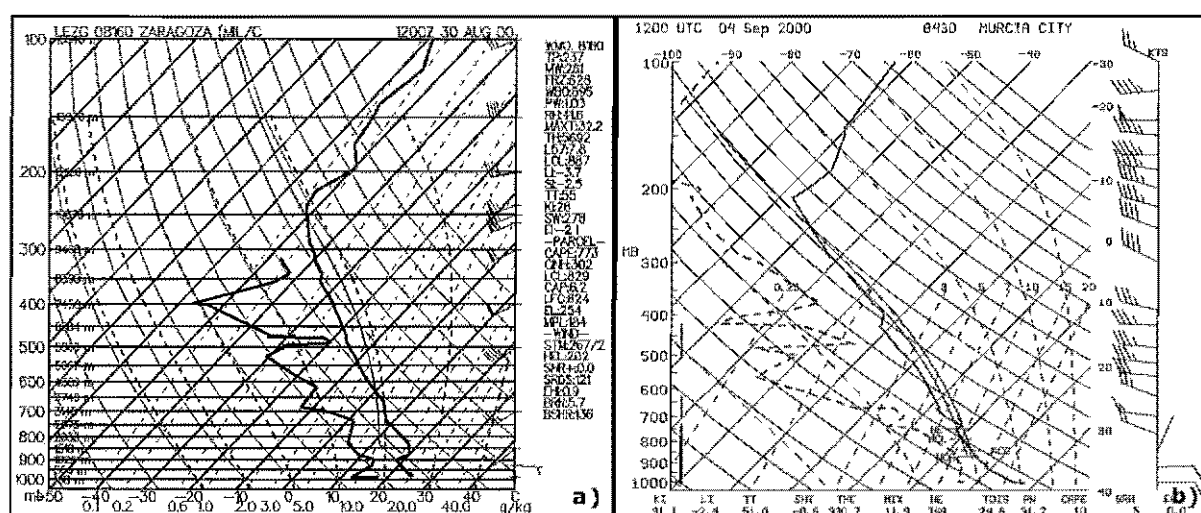


Figura III.2. 2. Sondeos asociados a granizadas intensas: a) Granizadas en el NE de Teruel y zonas limítrofes a Zaragoza del 30/sep/00 12 UTC. Tamaño máx. registrado: pelotas de frontón. Grandes porciones de la burbuja ascendente en zonas muy frías, entorno de cierta cizalladura, sequedad en niveles medios-bajos, etc. Alto valor de la energía de inhibición convectiva e inversión en capas bajas. b) Sondeo del 4/sep/00 12 UTC representativo de Murcia capital y zonas limítrofes. Granizo del tamaño de una nuez (3 cm). Sondeo potencialmente inestable sin presencia de factores inhibidores.

#### III.2.4. Evidencias indirectas de granizo en los datos convencionales radar

La utilización de datos de radar se ha conformado y se conforma claramente, como elemento vertebral de cualquier técnica estimativa de la existencia o no de granizo en nubes tormentosas, mediante evidencias indirectas: los radares convencionales no detectan directamente granizo. La utilización aislada de los datos desde satélite no es recomendable por las elevadas tasas de falsas alarmas que puede generar.

Lo mismo ocurre con los datos de rayos. Aquí la generación del rayo está parcialmente relacionada con ciertos procesos microfísicos comunes a la formación de granizo. Desgraciadamente, no existen teorías concluyentes que relacionen el número, distribución espacio-temporal, etc. de rayos con la existencia o no de granizo en una nube, por lo que la utilización de estos datos de forma aislada nos llevaría también a tasas elevadas de falsas alarmas. Estudios de campo que se están realizando en EEUU (STEPS-2000, CESAR 2000) nos pueden ofrecer nuevas perspectivas de cómo usar estos datos de cara a la detección de granizo en nubes convectivas y, sobre todo, las posibilidades que se abren con los nuevos sistemas de detección de descargas (nube-nube) y los datos tridimensionales de las descargas. Algunas ideas se dan en el módulo de rayos de este curso.

Recuerde que:

#### GRANIZO y DATOS RADAR

- En la actualidad el radar convencional tiene cierta destreza en distinguir entre nubes convectivas con o sin granizo.
- La estimación del tamaño, mediante radar, es más problemática.

La utilización aislada de datos de satélite y/o rayos (hoy por hoy) no es recomendable para tales fines.

Ya que el radar convencional es capaz de estimar indirectamente la intensidad de las corrientes ascendentes, la cantidad de agua líquida mantenida en suspensión a altos (y fríos) niveles, el grado de organización, etc., tendremos que posee cierta destreza en discriminar entre nubes con granizo o sin él. Esta habilidad queda realzada y robustecida si se complementa con otro tipo de información de tipo medioambiental suministrada por los modelos numéricos de predicción o datos de sondeos más cercanos. Desgraciadamente debemos de tener en mente algunas de las limitaciones inherentes al dato radar para la estimación de la presencia y tamaño del granizo.

#### *Limitaciones de los radares convencionales y de nuestro conocimiento*

Cuando se trata de estimar la probabilidad de la existencia de granizo, y su tamaño, en una tormenta nos encontramos que no es una tarea fácil ya que los radares operativos actuales en el INM, y en gran parte resto del mundo, no están diseñados para tales fines. Además, entre los factores que limitan su uso debemos de considerar:

- que los procesos que a escala de la nube se están produciendo nos son, en gran medida, desconocidos;
- que los factores externos donde se desarrolla la nube y que pueden condicionar la llegada del posible granizo formado a superficie (altura real sobre el suelo, variables medioambientales reales próximas a la nube, etc.) nos son parcialmente conocidos por datos externos al radar (modelos, radiosondas), pero siempre de forma aproximada;
- las incertidumbres propias de las medidas radar:
  - que no permiten observar el tipo de hidrometeoros que están embebidos en los focos tormentosos;
  - la táctica de exploración, las zonas de sombra, la resolución espacial, la atenuación, etc.;
  - la distancia del blanco al radar.

Haremos un breve repaso en las técnicas operativas que son aplicadas a los llamados radares "convencionales", aquellos que ofrecen estimaciones indirectas de la probabilidad y posible tamaño del granizo a partir de las medidas de reflectividad. Ya que algunas técnicas emplean el radar en modo Doppler haremos una breve referencia a ellas en las siguientes notas. La no disponibilidad actual, ni en el muy corto plazo, de radares polarimétricos nos obliga a focalizarnos en los métodos que emplean datos del mismo tipo que los proporcionados por la red de radares del INM; por lo tanto, el lector no debe ver aquí un resumen de las técnicas de estimación del granizo por radar.

#### **Medidas basadas en datos de reflectividad, Z: persistencia**

Las primeras técnicas se basaban exclusivamente en la detección de reflectividades muy intensas o extremas en el PPI mantenidas durante un período de tiempo determinado. Los umbrales que se recomendaban estaban basados en estudios locales, muy focalizados temporalmente, con radares de diferentes tipos, etc. Así, y a título orientativo, tenemos que en diferentes partes del mundo se establecieron ciertos umbrales básicos de trabajo:

- Alberta, Canadá, siempre existe granizo si  $Z = 50$  dBZ.
- Suiza, y otros puntos del mundo, núcleos con  $Z = 55$  dBZ y que persistan varios minutos.
- Los algoritmos NEXRAD consideran, en un primer escalón, que señales entre 53-55 dBZ ya pueden ser generadas por la presencia de granizo en la tormenta (este hecho no es en sí mismo una técnica, pero presupone que, en primera instancia, valores intensos de Z pueden ser considerados como devueltos por granizo).

No es menos cierto que medidas de ecos convectivos con valores superiores a uno dado no han garantizado en absoluto la detección de granizo (DYE AND MARTNER, 1978). La fijación de umbrales de  $Z$  para detectar la posible existencia de granizo experimenta fuertes variaciones estacionales, regionales e incluso diarias.

En esta visión simplista hay que tener en cuenta a qué distancia, altura y con qué resolución está siendo iluminado el núcleo de la tormenta analizada. Por ejemplo, 50 dBZ a 200 km de un radar que explora en primera elevación a  $0,5^\circ$  presupone que estamos viendo estructuras a 3-4 km de altura y con relativa baja resolución.

La persistencia de umbrales altos se incorporó como elemento estimativo de la existencia o no de granizo. Fijado un umbral básico, digamos 55 dBZ, la persistencia de este valor, o superiores, constituyen evidencias indirectas de la intensidad de las corrientes ascendentes y de la posible organización interna de la convección. Así, áreas integradas temporalmente cubiertas por ecos de más de 55 dBZ podrían ser otro indicador útil de la existencia y delimitación de zonas con granizadas (WALDOVIGEL AND FEDERER, 1976). Diversos estudios en Suiza mostraban que el área de granizada estaba correlacionada con el área cubierta o barrida por los ecos superiores a 55 dBZ.

En la Fig. III.2.3 se presenta un histograma del tamaño de granizo en función de las reflectividades a  $0,5^\circ$  de elevación (WITT, 1996) en una zona y período determinado.

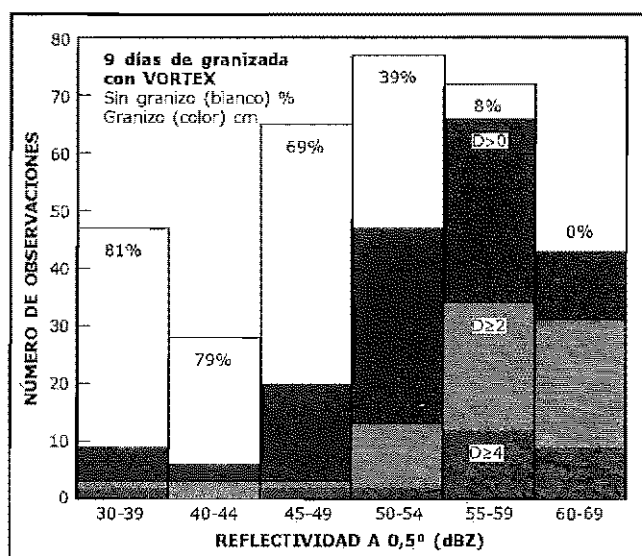


Figura III.2.3. Porcentajes de casos en el experimento VORTEX en los que se registraron lluvia, granizo ( $D > 0$ ), granizo severo ( $D \geq 2$ ), y granizo muy severo ( $D \geq 4$ ) para distintos valores de  $Z$  en la exploración más baja: PPI a  $0,5^\circ$ . "D" representa el diámetro del granizo observado en superficie y en cm.

La porción no coloreada indica el porcentaje de observaciones de solo lluvia. Las regiones coloreadas representan el número de observaciones con un diámetro máximo ( $D$ ) indicativo del tamaño, en cm. Este histograma recoge el resumen de 9 días de granizadas en el experimento de campo llamado VORTEX (Verification of the Origins of Rotation in Tornadoes EXperiment) realizado en EEUU en las zonas limítrofes de Texas y Oklahoma (meses cálidos de 1994-1995). En este período existieron tormentas que cubrían un amplio espectro: supercélulas y no supercélulas. En el histograma podemos observar que para reflectividades moderadas (30-45 dBZ), existe un porcentaje de observaciones de granizo (alrededor del 20%) y alguna con diámetro apreciable ( $D = 2$  cm). Nótese que, a medida que la reflectividad se incrementa, el porcentaje de observaciones de no-granizo decrece, hasta el umbral de 60 dBZ, donde el granizo fue siempre observado. Vemos que no existe claramente un umbral de corte y separación entre granizo y no-granizo pero existe una zona de transición centrada alrededor de los 50 dBZ. Granizo de tamaño grande ( $D \geq 2$  cm) se encontró más a menudo con  $Z$  de 55 dBZ ó más.

Aunque no existen trabajos objetivos con los radares del INM que relacionen la presencia o ausencia de granizo con reflectividades altas, no es menos cierto que se han registrado precipitaciones torrenciales de lluvia en la zona costero-mediterránea con valores del orden de 55 dBZ sin una constatación de granizadas en los lugares afectados por tales precipitaciones líquidas. Incluso valores de 60 dBZ no garantizan en absoluto la existencia de granizo en una nube.

Cualquier técnica que solo utilice umbrales de reflectividad en exploraciones bajas, en un instante dado o durante un período determinado, puede llevar asociada unas tasas de falsas alarmas significativas.

Posteriormente, han aparecido técnicas y métodos que tratan de relacionar el granizo con reflectividades muy intensas y que, además, poseían alturas de sus ecos muy elevados (indicativo de la intensidad de la convección) de forma persistente (organización de la convección), dando mejores resultados que estas primeras experiencias de reflectividades altas y persistentes.

### Criterios estructurales: técnica de Lemon

Los criterios de LEMON (1980) van más allá: tratan de inferir la presencia o no de granizo a partir del análisis del tipo de la estructura interna que conceptualmente se asocia a los sistemas multicelulares y supercélulas de las Grandes Llanuras de EEUU en los meses cálidos (región de eco débil, zona abalconada, inclinación de los máximos de reflectividad, etc.; para mayor detalle, véase el módulo TEMPOWEB sobre *Modelos conceptuales de tormentas visto por radar* o el módulo equivalente de este curso), dando un "peso" a la presencia o no de dichos elementos estructurales a la hora de pronosticar la presencia o no de granizo. En sus criterios (no mostrados aquí) también pesaba la existencia de ecos intensos a diferentes niveles.

Este método no tiene en cuenta variables medioambientales y debe adaptarse regionalmente: por una parte se deben de elegir los indicadores o marcadores a tener en cuenta y, por otra parte, el peso asignado. Así, si una tormenta llegaba a dar al menos 50 dBZ en niveles medios-altos, entonces el peso asignado era de 20; si existe una zona "abalconada" en niveles medios y se extiende más de 4 km respecto a la componente de la tormenta en niveles bajos, entonces se le asigna un peso de 15, etc., así hasta 5 marcadores/pesos más. Este método se desarrolló teniendo en mente los modelos conceptuales de las tormentas multicelulares y supercelulares de las Grandes Llanuras de EEUU de los meses cálidos y no fue adaptado completamente a otros lugares de Norteamérica.

Hoy en día las técnicas tratan de ser más generales y no dan tanta importancia al grado de organización interna que recuerden la existencia o no de ciertas estructuras de las multicélulas y supercélulas. Se tiende a buscar herramientas aplicables a cualquier tipo de nube convectiva, para cualquier época del año y zona geográfica. Además, se ha tratado de analizar si el método o técnica empleada permite discriminar entre granizo pequeño y granizo grande incluyendo las variables medioambientales cercanas a la tormenta.

### Altura de ecos intensos sobre las isoceros: variables de entorno

En estas técnicas se tienen en cuenta ciertas variables medioambientales como elementos significativos para predecir la presencia de granizo, partiendo de los datos radar analizados tridimensionalmente, 3D. Pasemos a describirlos.

#### Método de Waldvogel

Uno de los métodos más simples y efectivos para estimar la probabilidad de la existencia de granizo de cualquier tamaño en una nube fue desarrollado por WALDVOGEL ET AL. (1979). A partir de las técnicas y resultados de sembrado de células con granizo se demostró que la probabilidad de la existencia de granizo en superficie dependía de la diferencia entre  $H_{45} - H_0$ , siendo  $H_{45}$  la altura de los ecos de 45 dBZ y  $H_0$  la altura del nivel de fusión. Restando los dos parámetros, y con un solo criterio, era posible separar probabilísticamente células con lluvia y con granizo, Fig. III.2.4. Una célula es potencialmente generadora de granizo en superficie si:

$$H_{45} - H_0 = 1,4 \text{ km}$$

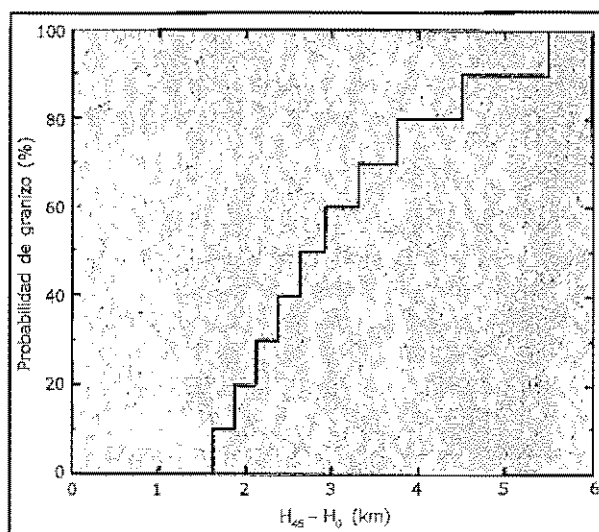


Figura III.2.4. Probabilidad de la existencia de granizo en función de la diferencia entre  $H_{45} - H_0$ .

En ella vemos que cuando la diferencia es del orden de 6 km la probabilidad llega a ser del 100%. El trabajo de WALDVOGEL ET AL. (1979) se realizó con un radar de 3 cm, determinando la altura de  $H_0$  a partir de datos de radiosondeos. La teoría que subyace en esta expresión radica en que el granizo se forma en zonas con gotitas cuyas temperaturas se encuentran por debajo de la isoterma de  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; a mayor proporción de gotitas a estas temperaturas mayor será la cantidad de agua subfundida potencial para generar granizo. Una vez formado, la diferencia de alturas entre el *echotop* de 45 dBZ y la altura de la capa de fusión resultaría crítica para la llegada del granizo al suelo. El método de WALDVOGEL ET AL. (1979) puede ser útil para discriminar nubes con y sin granizo en términos probabilísticos. No indica nada sobre el posible tamaño que puede alcanzar en superficie.

Los algoritmos del NSSL (*National Severe Storm Laboratory*), que veremos después, son mucho más elaborados pero parten e identifican células potenciales que contengan granizo a partir del trabajo de WALDVOGEL ET AL. (1979).

### **Temperatura en 500 hPa**

WAGENMAKER (1992) desarrolló otro método operativo relacionando los valores altos de reflectividad (51-57 dBZ) y sus alturas, con ciertas características medioambientales obtenidas de radiosondeos (nivel de congelación, temperatura en 500 hPa, altura de 300 hPa, etc.) donde se desarrollan las tormentas que generan pedrisco. En él se pretendía diferenciar nubes con y sin granizo, aplicándolo para la zona de Arkansas. Los resultados discriminatorios fueron aceptables. Su trabajo reveló que si las temperaturas en niveles medios-altos se hacían más frías, las reflectividades de los núcleos convectivos que producían granizo, también disminuían. También trató de averiguar si con la metodología empleada era posible discriminar el granizo "severo" (diámetro = 19 mm) del no severo. Los resultados no fueron concluyentes.

Una vez más se ponía de manifiesto en el estudio que la utilización de umbrales de Z intensos no era absolutamente definitiva de granizo sí o no, y mucho menos en lo que respecta a la estimación o probabilidad de granizo de tamaño apreciable. La información radar había que complementarla con otro tipo de datos, en particular con ciertas variables térmicas del entorno próximas a la tormenta.

### **Evidencias indirectas de granizo en los datos convencionales radar: VIL**

Por su importancia a nivel operativo se ha separado, como apartado independiente, el producto VIL obtenido a partir de datos tridimensionales radar. El VIL es una medida radárica del contenido potencial del agua líquida precipitable por  $\text{m}^2$  dentro de una nube (GREENE AND CLARK, 1972). Se mide en  $\text{kg}/\text{m}^2$ .

$$\text{VIL} = \text{SUM } 3,44 \times 10^{-6} [(Z_i + Z_{i+1})/2]^{4/7} dh$$

Donde SUM representa la integral en altura desde la base inferior a la superior del volumen radar considerado,  $Z_i + Z_{i+1}$  son los valores de reflectividad [ $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ ] en las capas separadas por un espesor  $dh$ . A mayor contenido de agua líquida y a más altura, tendremos mayores VIL y, por tanto, mayores corrientes ascendentes para mantener valores de reflectividades en niveles altos. Vemos que el VIL es la masa de precipitación líquida suspendida sobre la unidad de área de una nube.

### **VIL-grid y VIL celular**

El VIL, que integra en la vertical los valores de Z, puede tomar dos formas: el VIL-grid y VIL celular, teniendo en cuenta si se calcula en la vertical de cada punto (X, Y) del volumen cartesiano o a partir del análisis 3D (tridimensional) de células convectivas, respectivamente. En la Fig. III.2.5a podemos ver la diferencia de cálculo entre el VIL-grid y VIL-cel. En el primer caso, el VIL-grid integra todos los valores de Z en la vertical del punto considerado; en el segundo caso, primero se identifica a la célula convectiva y posteriormente se integra solo las reflectividades que la componen. En la Fig. III.2.5b, podemos observar que en la mayoría de las veces el VIL-grid y el VIL-cel difieren uno de otro en la forma del cálculo y a la hora de considerar o no la estructura interna de las tormentas. Así, estructuras organizadas con una inclinación en la vertical por la cizalladura tenderán a dar grandes diferencias entre ambos.

En la actualidad nuestros sistemas (radar regional y McIDAS) proporcionan el producto VIL-grid. El STAP está desarrollando técnicas para obtener el VIL a nivel celular, mediante análisis tridimensional de células convectivas, 3D.

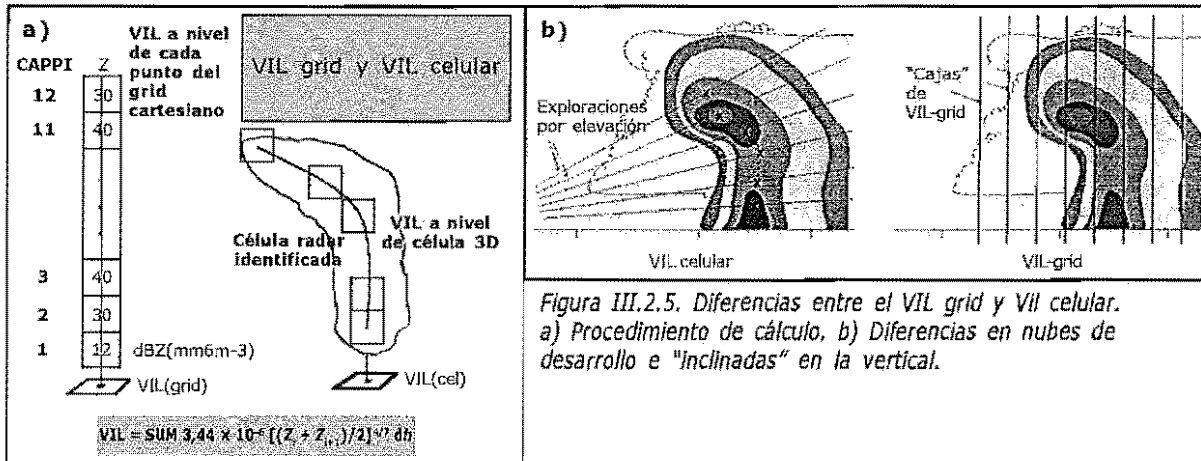


Figura III.2.5. Diferencias entre el VIL grid y VIL celular. a) Procedimiento de cálculo, b) Diferencias en nubes de desarrollo e "Inclinadas" en la vertical.

En EEUU, las nubes con precipitación estratiforme muy rara vez superan los VIL de  $10 \text{ kg m}^{-2}$ ; por contra, las nubes convectivas pueden variar sus VIL desde los  $20 \text{ kg m}^{-2}$  para las nubes de primavera con moderado desarrollo a los más de  $50 \text{ kg m}^{-2}$  en las células convectivas en pleno verano. En los mismos términos orientativos se puede hablar en la Península, siempre y cuando no se consideren algunos de los sistemas convectivos otoñales del área mediterránea, donde los ecos de precipitación más significativos se encuentran solo en niveles inferiores, dando lugar a VIL relativamente bajos.

El VIL es muy atractivo de usar por su simplicidad. Desde muy pronto se vio que podía ser una especie de "producto mágico" para la discriminación de tormentas severas de primavera-verano de las no severas: fuertes corrientes ascendentes con gran contenido de humedad y ecos intensos en niveles medios-altos. En EEUU el VIL es muy usado en ambientes operativos: a mayor VIL mayor probabilidad de granizo en superficie (también se verá posteriormente que mayor probabilidad de vientos fuertes). Las tormentas que posean grandes extensiones horizontales con VIL de más de  $10 \text{ kg m}^{-2}$  pueden generar tiempo severo en superficie con mayor probabilidad que las de menor tamaño. De hecho el algoritmo en el NWS que marca el potencial de que una célula lleve asociado tiempo "severo" en los radares WSR-88D, (SWP Severe Weather Potential) (KITZMILLER ET AL, 1995a), está basado en los valores de VIL celular y en otros parámetros derivados del VIL (número de celdillas que superan unos VIL determinados...).

Estos autores demuestran que el VIL es muy útil para discriminar células convectivas que pueden llevar asociado granizo "severo" en las Grandes Llanuras, vientos fuertes convectivos en la zona NE de EEUU y no es muy eficaz para la detección de tornados (aquí se necesitan los datos de viento Doppler). Además señalan que aunque el VIL está bien correlacionado con células tormentosas que pueden llevar asociado tiempo severo en superficie, la tasa de falsas alarmas puede ser elevada si no se tienen en cuenta otros factores medioambientales.

Por lo tanto, y desgraciadamente, no se puede establecer un umbral de VIL a partir del cual se "marque" a una nube convectiva como generadora potencial de granizo. Como se comentó con anterioridad, valores del orden de  $20\text{-}30 \text{ kg m}^{-2}$  pueden ser muy significativos a finales de invierno y principios de primavera y, por contra, ser bajos para las tormentas de granizo del verano donde se pueden dar valores del orden de  $50\text{-}60 \text{ kg m}^{-2}$ .

El VIL tiene sus limitaciones operativas y, entre otras, cabe citar las siguientes:

- es muy sensible a la táctica de exploración del radar;
- a muy grandes (digamos más allá de los  $120\text{-}150 \text{ km}$ ) y cortas distancias al radar, el VIL deja de ser representativo;
- no tiene en cuenta los niveles de congelación medioambientales;
- varía diariamente y estacionalmente cuando se trata de correlacionarlo con los efectos en superficie;
- no posee la habilidad de discriminar tormentas con o sin tornados;



- no es útil para alertarnos de las lluvias intensas asociadas a la convección de tipo "cálido": ecos intensos concentrados en capas bajas, como sucede con algunas lluvias de origen convectivo en el área mediterránea.

El VIL puede servir como indicador o elemento discriminador entre tormentas intensas y no intensas, preferentemente en primavera-verano.

Deja de ser representativo para tormentas que se encuentran muy cerca o muy lejos del radar.

No tiene la habilidad de alertarnos de tormentas que puedan llevar asociado tornado y/o lluvias intensas de tipo "cálido".

KITZMILLER ET AL. (1995b) han desarrollado algoritmos probabilísticos en los que se relaciona el VIL celular, el nivel de congelación y otras variables asociadas a tormentas generadoras de granizo "severo" en las Grandes Llanuras y zona NE de EEUU. Encontraron que un gran número de granizadas intensas estaban relacionadas con intensos VIL modulados por niveles de congelación relativamente bajos. En la Fig. III.2.6 de estos autores así queda de manifiesto: la probabilidad de granizo grande aumentaba con el aumento del VIL celular y con la disminución de la altura del nivel de fusión. Los autores trabajaban a nivel celular y determinaban el máximo VIL celular que podía poseer la estructura convectiva.

Para tener en cuenta el nivel de congelación y los factores estacionales y diarios aparecieron el VIL del día (WILKEN, 1994) y la densidad de VIL (AMBURN AND WOLF, 1996). Además, con estos nuevos parámetros se trató de estimar el tamaño del granizo en superficie, en especial los de tamaño grande ( $3/4$  inch = 19 mm en la bibliografía americana).

*Nota importante: en la actualidad el VIL disponible a nivel regional en los sistemas radar del INM es el VIL-grid. El procedimiento de identificación objetiva de células convectivas 2D (MARTÍN ET AL, 2000) obtiene, a partir de la identificación celular, el VIL-grid máximo que se encuentra dentro de la unidad convectiva identificada. Aun más, los valores presentados en pantalla, y ficheros de texto, no pueden superar los  $63,5 \text{ kg m}^{-2}$  que se corresponde con un valor de brillo de 255.*

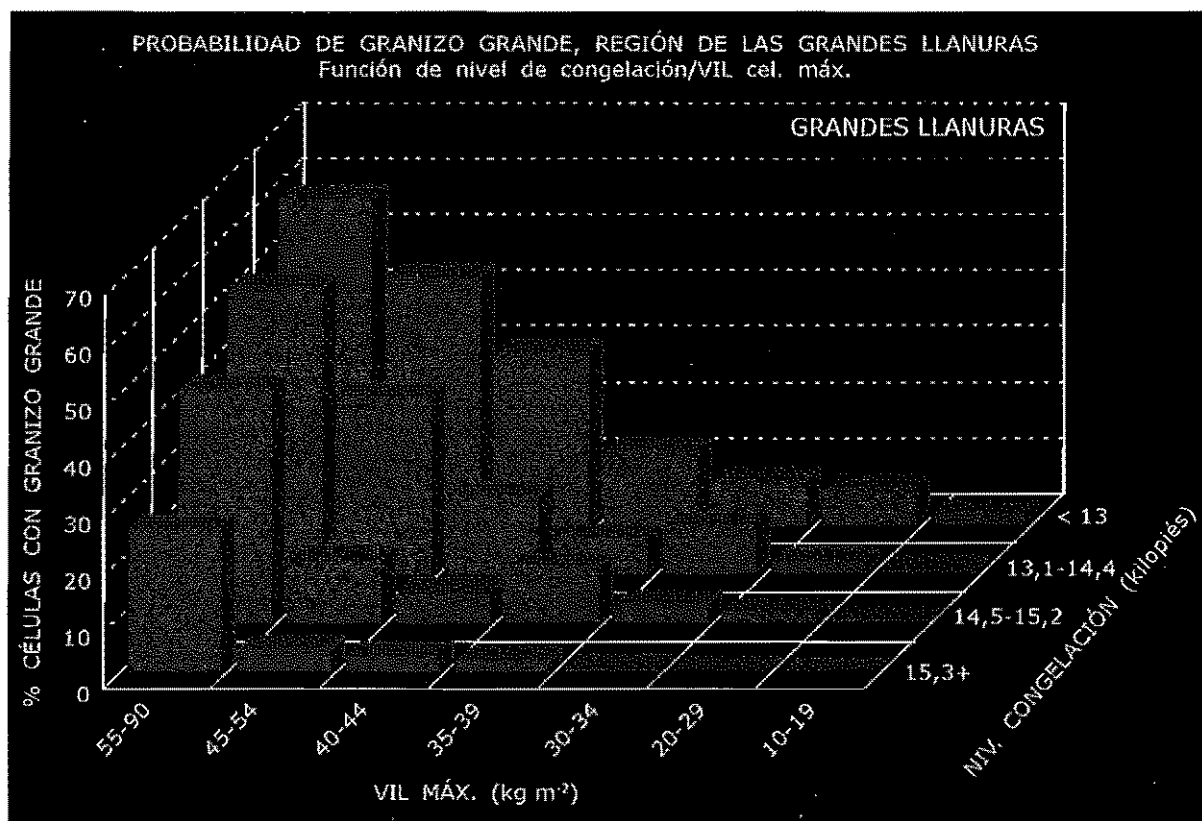


Figura III.2.6. Porcentaje de número de células con tiempo severo en función del máximo VIL-grid ( $\text{kg m}^{-2}$ ) y el nivel de congelación (kilopiés) para la zona de las Grandes Llanuras de EEUU, KITZMILLER ET AL. (1995b).



Veamos algunos ejemplos de usos y limitaciones del VIL en entornos operativos del INM.

#### *Falta de representatividad del VIL-grid a grandes distancias*

Una célula detectada por dos radares (zona del golfo de Valencia) puede dar VIL diferentes en función de su distancia relativa a cada radar, Fig. III.2.7. El radar de Barcelona ve a la célula (numerada como "4" al SW del radar) con un VIL muy intenso (64 kg m<sup>-2</sup>), Fig. III.2.7a. El radar de Valencia la detecta mejor (numerada como "1") pero esta vez con un VIL mucho menor (del orden de 25 kg m<sup>-2</sup>), Fig. III.2.7b. En este caso el VIL suministrado por el radar de Barcelona no es representativo de la célula que detecta ya que se encuentra en el borde de su campo de visión.

*Nota: para el caso del radar de Barcelona se han superpuesto los rayos de los 10 min anteriores a la hora de la imagen a las células radar identificadas y coloreadas según su numeración: así, a la célula radar 3 se le han superpuestos los rayos en amarillo (COLOR=3) según tabla en McIDAS.*

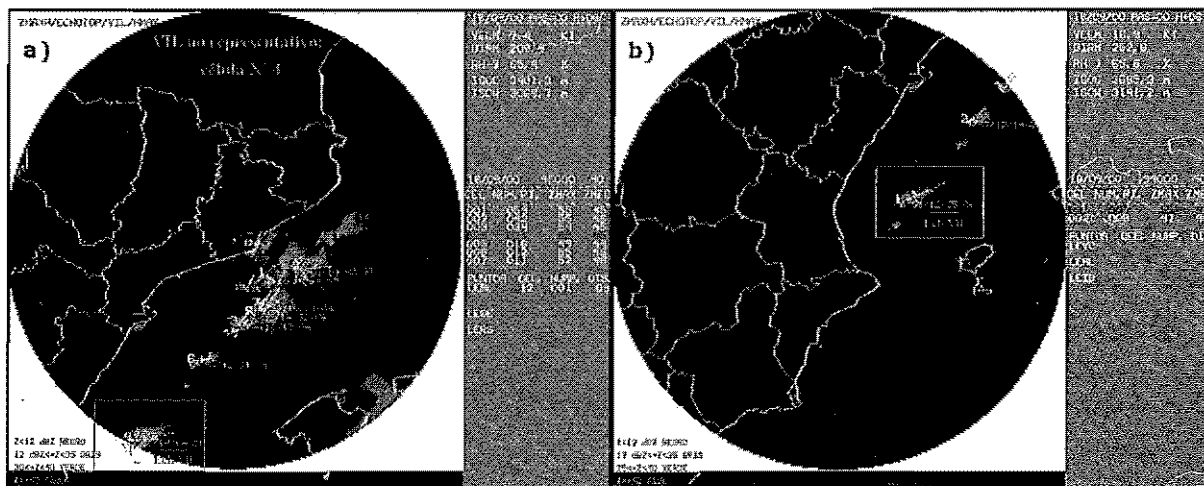


Figura III.2.7. Falta de representatividad del VIL de una célula con la distancia al radar. La célula de interés está situada en el golfo de Valencia. a) Célula analizada por el radar de Barcelona. b) Ídem pero para el radar de Valencia. Obsérvese la disparidad de los valores máximos de VIL dados por cada uno de los radares. Véase la explicación en el texto.

#### *Granizadas en las zonas de Teruel y Tarragona asociadas a convección intensa de tipo primavera-verano*

En estos ejemplos no se presentan ni las figuras ni los textos explicativos asociados con objeto de no alargar este trabajo. Por el contrario, se mantienen los textos de enlace. Se remite al lector al documento HTML equivalente a este que posee todos los atributos de imágenes y textos.

**Ejemplo 1.** Véase este ejemplo explicativo sobre el VIL del día 30/ago/00 donde se registraron fuertes granizadas en el NE de Teruel, algunas de las cuales llegaron a tener el tamaño de "pelota de frontón".

**Ejemplo 2.** Granizada del 19 de sep/00 en las cercanías de Tarragona capital, a primera hora de la mañana, donde una célula convectiva con VIL moderados (20-30 kg m<sup>-2</sup>) se desarrolla de forma explosiva durante un corto período dando lugar a granizos del tamaño de "huevos de gallina".

#### **El VIL del día y Densidad de VIL**

##### *VIL del día*

La variabilidad diaria y estacional del VIL se puede evitar, en parte, con el VIL del día: estimar un VIL umbral a partir del cual se pueda dar granizo de un cierto tamaño. Este trata de incorporar la idea de que las temperaturas en niveles altos (500-400 mb) influyen en el tamaño del granizo: el granizo más grande aparece cuando la temperatura en 500 mb decrece y la cantidad de humedad o agua líquida inyectada a capas más frías aumenta. En la Fig. III.2.8, de Lewis (1997), podemos observar cómo se

puede obtener el VIL del día a partir de las  $T$  en 500 mb analizadas o previstas. La línea gris separa las zonas donde se puede dar potencialmente granizo severo del no severo.

Este VIL del día es utilizado como umbral para separar a las tormentas que posean o no tamaño de granizo apreciable. Esta gráfica está adaptada para una zona determinada (Arkansas, en EEUU). En invierno, con temperaturas más frías en 500 mb, se podrán dar tormentas con granizo grande para VIL más pequeños que en verano. La probabilidad de pedrisco aumenta con VIL más altos y con  $T$  en niveles medios más frías. Si el predictor es capaz de conocer la  $T$  en 500 mb y la variabilidad que va a experimentar sobre su zona a lo largo del día, será capaz de determinar el VIL umbral que le puede servir para separar tormentas, que potencialmente pueden generar granizo grande o pequeño.

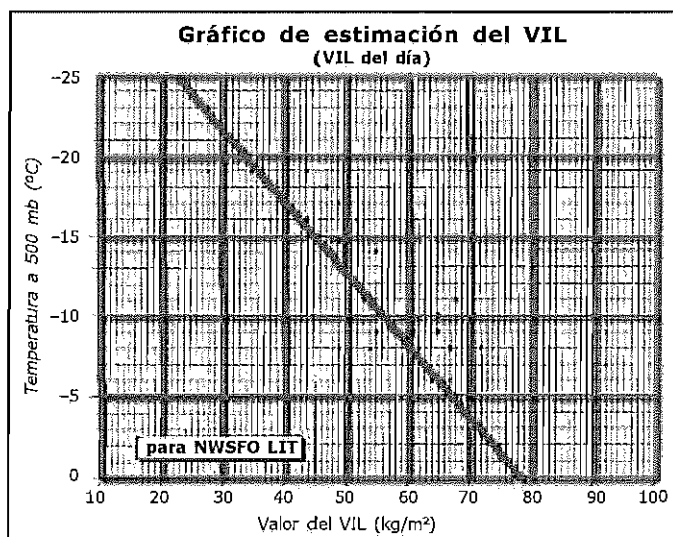


Figura III.2.8. Estimación del VIL del día a partir de la temperatura en 500 hPa para una localidad dada de EEUU. Véase la explicación en el texto.

El VIL del día tiene algunas limitaciones, muchas de ellas comunes a las del VIL. Resaltemos solo dos:

- sigue sin tener en cuenta la altura de los niveles de congelación;
- el predictor debe de considerar el cómo y cuándo varía la  $T$  en 500 mb en la zona de cobertura radar. Ambos parámetros (isocero y  $T$  en 500 mb) están fuera del entorno de lo que mide el radar, aunque su disponibilidad a partir de modelos o sondeos es evidente.

#### Densidad de VIL

La densidad de VIL es el cociente entre el VIL y el *echotop*: cantidad de VIL por cada km. Aquí el VIL se normaliza con respecto al tope de la tormenta por lo que es independiente del período estacional en el que se aplique. Se puede obtener la densidad de VIL a nivel de *grid* y celular. Obsérvese que para la densidad de VIL no necesitamos la información de la  $T$  en 500 mb y solo se basa en datos del propio radar. Es un producto que ha dado y sigue dando buenos resultados.

$$\text{DVIL-grid} = \text{VIL-grid} / \text{ECHOTOP}$$

La densidad de VIL, DVIL, ha sido un producto utilizado con más éxito que el propio VIL como elemento discriminador de nubes convectivas que pueden generar granizo severo del no severo. En la DVIL no se tienen en cuenta las variables medioambientales.

*Nota: De la misma forma que se obtiene la DVIL a nivel de grid se puede obtener la densidad de VIL a nivel celular, DVIL-cel. Para mayor detalle se remite al lector al módulo de "Análisis tridimensional de células convectivas radar".*

En EEUU, densidades de VIL del orden de  $3,5 \text{ (g/m}^3\text{)}$  suele ser un umbral para separar y pronosticar la posibilidad de granizo potencialmente grande en superficie. La probabilidad de granizo muy grande en superficie se eleva casi al 100% cuando la densidad del VIL se aproxima a los 4-4,5 unidades o más. BLAES ET AL. (1998) apunta unos umbrales del mismo orden para separar probabilísticamente tormentas con granizo "severo" del no severo, Fig. 2 de su trabajo (no mostrada aquí). Su Fig. 3 es el nomograma operativo en la zona este de EEUU (Nueva Inglaterra y Nueva York) que sirve como guía orientativa para separar tormentas con granizo severo del no severo, Fig. III.2.9a. En él, la densidad de VIL de  $3,28 \text{ g m}^{-3}$  es utilizada como límite superior para estructuras convectivas que dan granizo no severo.  $3,5 \text{ g m}^{-3}$  es el límite inferior a partir del cual la probabilidad de que exista granizo severo es marcada. El área del nomograma entre 3,28 y 3,5 es una zona donde la posibilidad de granizo severo está indeterminada. Los autores apuntan que este nomograma debe de utilizarse como una parte del proceso de toma de decisiones y no usarlo como herramienta exclusiva en la predicción de granizo severo en superficie.

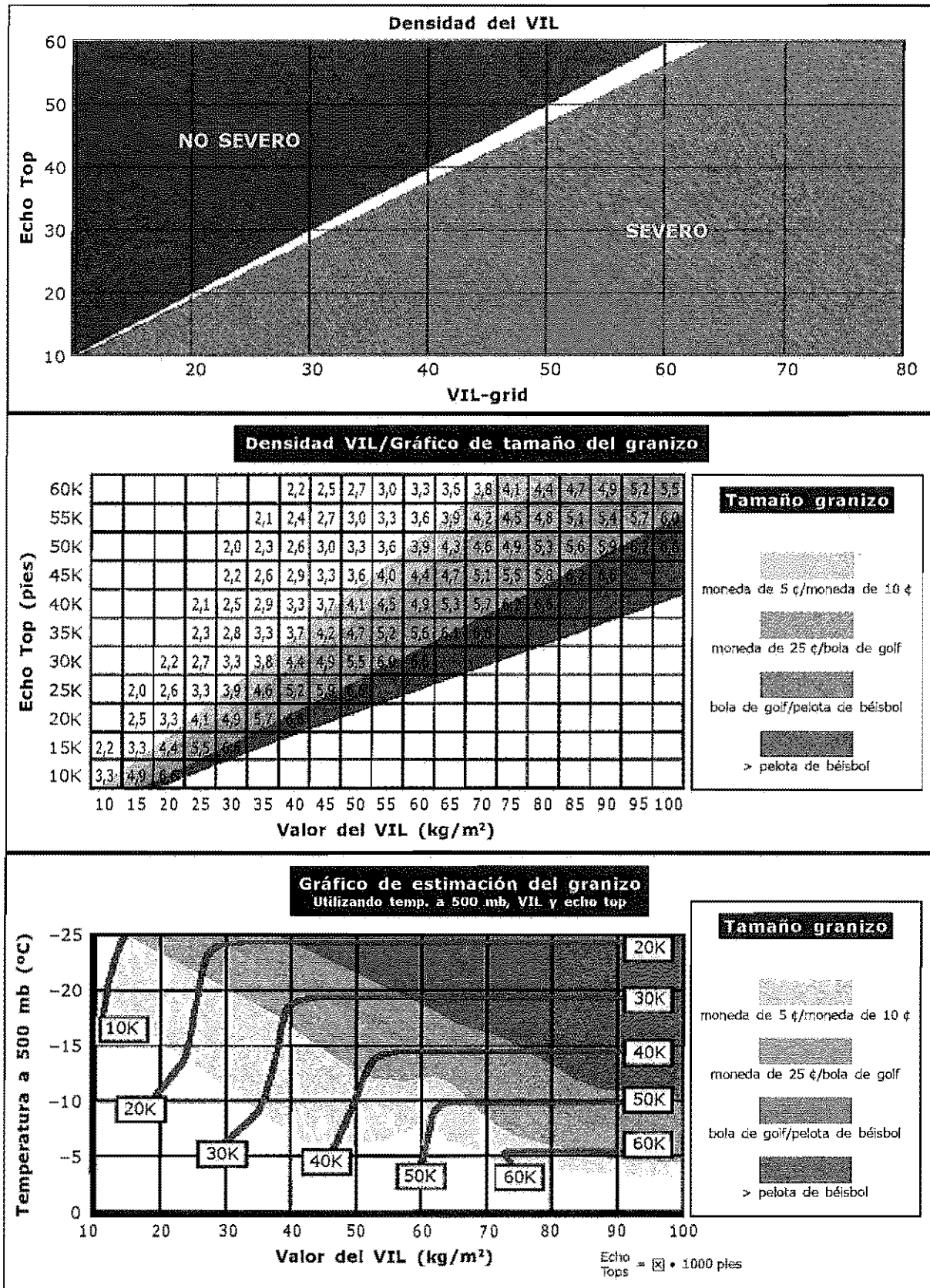


Figura III.2.9. Diversos nomogramas locales. a) Nomograma correspondiente a la Fig. 3 de BLAES para la estimación de la presencia de granizo severo o no severo en función de los valores de VIL-grid y del echotop (kilopiés, kft) de una tormenta dada y para una zona de EEUU. b) Ídem que el caso anterior, pero con una estimación del posible tamaño del granizo. c) Figura de Lewis para la estimación del tamaño del granizo.

Nota. Todos estos nomogramas no son universales y se han obtenido para zonas y períodos determinados.

En la Fig. III.2.9b, observamos cómo se puede usar este producto para estimar el tamaño del granizo en un área determinada (Arkansas), previos estudios locales. Vemos que, para un VIL dado, al crecer el *echotop* decrece el tamaño del granizo esperado en superficie. Por contra para un *echotop* fijo, el tamaño del granizo aumenta con el VIL de la tormenta. Esta tabla debe utilizarse solo a nivel orientativo, según los autores.

Algunos predictores americanos estiman el VIL umbral para la existencia "casi segura" de granizo grande con una regla muy simple, siempre y cuando se estime el *echotop* de antemano (p. ej., asociando el *echotop* al nivel de equilibrio dado por un sondeo representativo). Supongamos que se esperan tormentas con niveles de equilibrio del orden de 12 km. El VIL umbral de granizo grande debería ser tal que:

$$VIL_u = 4,5 \times echotop [km] = 54 \text{ kg m}^{-2}$$

si suponemos que la densidad de VIL umbral es del orden de 4,5 para granizo grande. Si, por el contrario, queremos conocer el valor de VIL a partir del cual se podría esperar "razonablemente" granizo severo en superficie (supuesto una densidad de VIL umbral de 3,5) tendremos que:

$$VIL = 3,5 \times echotop = 41 \text{ kg m}^{-2}$$

Aunque la densidad de VIL da relativamente buenos resultados es necesario tener en cuenta la temperatura en niveles medios y bajos para una correcta predicción de la existencia o no de granizo en SFC. En ciertas estaciones de EEUU utilizan de forma experimental una carta parecida a esta, Fig. III.2.9c (Fig. 11 de Lewis). Su uso es de la forma siguiente: se supone conocida la *T* en 500 mb y el VIL de una tormenta; ambos valores interceptan un punto de *echotop* "predicho" en la carta. Si el *echotop* real de la tormenta está a 5 000 pies o más por debajo del *echotop* predicho, tendremos que la densidad de VIL será mayor y el tamaño del granizo será el de mayor categoría de la gráfica. Si el *echotop* real es 5 000 pies más alto que el predicho (menor densidad de VIL), el posible granizo en superficie será de una categoría más baja.

La densidad de VIL adaptada localmente puede ser una guía muy útil para diferenciar nubes con granizo pequeño de aquellas que lleven pedrisco, aunque muchos estudios en EEUU demuestran que la densidad de VIL no posee tanta destreza para determinar el posible tamaño del pedrisco en superficie.

*Nota: En los radares del NWS de EEUU (WSR-88D) el echotop se genera con una reflectividad umbral de 18 dBZ, aproximadamente, a diferencia de los de la red del INM donde el echotop se define con una reflectividad, para los topes de los ecos, de 12 dBZ. Esta diferencia de umbrales influye al definir y calcular la densidad de VIL derivado del volumen cartesiano.*

### Energía cinética del granizo

WALDVOGEL ET AL. (1978 a, b) fue uno de los primeros en relacionar las pérdidas en superficie generadas por el granizo con las medidas de reflectividad mediante el *flujo de energía cinética de una granizada* (*E*). A través de unas suposiciones muy simples (el granizo es esférico, se comporta como un dispersor tipo Rayleigh, ...), se demostró que *E* está relacionado con la reflectividad de la siguiente forma:

$$E = 5 \cdot 10^{-6} \cdot 10^{Z \cdot 0,084} W(Z)$$

con *W(Z)*:

0 para  $Z \leq 40$  (reflectividades de lluvia)

0,1 para  $40 < Z < 50$  (reflectividades de transición)

1 para  $Z = 50$  (reflectividades asociadas a granizo)

*Z* se mide en dBZ, *E* en  $\text{W m}^{-2}$  ó  $\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$  y *W(Z)* es una función de peso donde su valor depende de las reflectividades *Z*, medidas: lluvia, transición entre lluvia-granizo y granizo. En este caso, *W(Z)* se toma como constante en la zona de transición de reflectividades, aunque puede adoptar otras expresiones. Los umbrales de reflectividad de transición lluvia-granizo son adaptables para cada región. Aquí

se han puesto a 40 y 50 dBZ; aunque esta última expresión no fue la obtenida directamente por WALDOVAGEL ET AL. (1978 a, b), se reproduce otra equivalente usada en EEUU para no alargar el texto. El HDA (*Hail Detection Algorithm*), desarrollado por el NSSL de EEUU, utiliza este parámetro para la detección del granizo y estimación de su tamaño (WITT ET AL., 1998) en los radares WSR-88D. El índice de probabilidad de granizo "severo" se obtiene al integrar, a nivel celular, la  $E$  en la vertical de la célula pero pesando las porciones con mayor  $Z$  y siempre y cuando se encuentren en alturas que superen la isocero y la altura de  $-20^{\circ}\text{C}$ . La base de este nuevo procedimiento trata de dar "peso" a las porciones de la nube con  $Z$  altas que superen en primera instancia la altura de la isocero y aún más si superan la altura de  $-20^{\circ}\text{C}$ : en estas últimas condiciones la posibilidad de que se forme granizo grande es mayor. Obsérvese que en este nuevo procedimiento no se tiene en cuenta el VIL ni cualquier propiedad geométrica que recuerde a los modelos conceptuales de tormentas (LEMON, 1980). Los autores apuntan que este algoritmo (como tantos otros) requiere su adaptación a nivel regional y, sobre todo, tener más en cuenta el ambiente en que se forma y rodea a la tormenta para su correcto funcionamiento. La información de las isoceros y altura de las isotermas de  $-20^{\circ}\text{C}$  se obtiene de sondeos o modelos numéricos. El resultado final es la probabilidad de granizo severo en superficie (POSH). El algoritmo también genera el posible tamaño del granizo en función de la posición de los máximos de  $Z$  respecto a la altura de la isoterma de  $-20^{\circ}\text{C}$ .

Estos últimos algoritmos parecen tener mayor habilidad en discriminar la existencia o no de granizo severo respecto a los originarios de la NEXRAD (criterios de Lemon y uso del VIL) ya que tratan de incluir, parcialmente, las ideas sobre las zonas donde se puede desarrollar granizo: consideran las porciones de los ecos de nube,  $Z$ , que superan ciertas alturas de temperaturas muy frías dadas,  $T$ . Los algoritmos del NSSL tienden a reemplazar a los métodos basados en el VIL y DVIL. Deberá pasar algún tiempo antes de que aparezcan estudios locales indicando su utilidad y limitaciones.

### **Otras técnicas**

Otras técnicas más avanzadas incluyen datos de radares polarimétricos y datos de vientos Doppler. Estos últimos pueden estimar la existencia o no de fuertes zonas de divergencia en el tope de la célula como medida indirecta de la intensidad de las corrientes ascendentes. Lógicamente esta técnica es útil si se emplea complementada con otras ya comentadas.

### **Resumen**

De lo analizado hasta ahora (y comentado por diversos autores) podemos destacar que:

- Los radares convencionales no detectan directamente la presencia de granizo.
- Pero son potencialmente útiles para discriminar probabilísticamente las nubes convectivas con o sin granizo, sobre todo cuando sus datos son realizados con parámetros medioambientales próximos a la tormenta y se hayan realizado estudios y adaptaciones locales.
- La probabilidad de la existencia de granizo aumenta al aumentar el VIL, DVIL, la  $E$  y disminuir la  $T$  en niveles medios. Mayores proporciones de la nube con ecos de precipitación y agua subfundida por encima de la isocero darán mayor probabilidad de la existencia de granizo.

Todos los algoritmos sobre la detección y, en menor medida, la estimación del tamaño del granizo deben ser considerados como herramientas de alerta que permitan llamar la atención de lo que potencialmente pueda estar ocurriendo dentro de una tormenta. Estas técnicas requieren adaptación regional.

### **III.2.5. Procesos e imagen de vigilancia**

Hasta que no se disponga de un módulo específico sobre el diagnóstico de granizo para convección profunda de primavera-verano la imagen de vigilancia básica debería ser el VIL y complementada con otra que nos dé las alturas de los ecos de precipitación: *echo top* o ZMAX vertical, para inferir la densidad de VIL, DVIL. La persistencia temporal de una célula debe de ser otro factor tenido en cuenta ya que está relacionada indirectamente con el grado de organización interna de la tormenta.

Las variables térmicas medioambientales como la  $T$  en 500 mb, altura de las isoceros (ISOC, ISOW), etc. y la climatología local deben de ser otros elementos a tener en cuenta. La disponibilidad del posible

nivel de equilibrio que puede alcanzar una burbuja ideal, como estimación del *echotop* previsto, podría ser útil para estimar, a su vez, un VIL umbral de trabajo del día (esta técnica debe ser probada en nuestras latitudes). Entornos muy húmedos y cálidos no tienden a favorecer la presencia de granizo en superficie. Lo mismo ocurre si las condiciones medioambientales son muy secas en capas bajas-medias.

Las granizadas posfrontales de frente frío no alcanzan VIL tan elevados como las tormentas del período cálido. En estos casos sería aconsejable utilizar una imagen de reflectividad, por ejemplo, el ZMAXH: las células persistentes con altos valores de reflectividad serán las más importantes a la hora de generar granizo en superficie.

En ningún caso se recomienda la utilización, de forma aislada, de los datos de rayos o satélite para estimar la probabilidad de existencia o no de granizo en nubes convectivas.

### III.3. VIENTOS FUERTES EN SUPERFICIE DE ORIGEN CONVECTIVO: TORNÁDICOS Y NO TORNÁDICOS

#### III.3.1. Características generales y clasificación: problemática general y variables de entorno

Los vientos intensos en superficie, digamos del orden de, o superiores a, los 50 kt, se pueden dividir en función de su principal origen o componente: sinóptico y convectivo.

Los asociados a la convección (no se consideran los vientos convectivos asociados a los microfrentes de racha ya que son inherentes a la propia convección y normalmente no alcanzan tales intensidades) pueden ser divididos en función de la existencia o no de mesovórtices embebidos en la estructura convectiva y que puedan llegar al suelo:

- Tornádicos
- No tornádicos

Los primeros tienen su origen en la presencia de tornados y los segundos se deben a intensas y concentradas corrientes descendentes. Ambos tipos de estructuras pueden existir de forma conjunta. Nos ocuparemos con mayor detalle de los segundos, aunque haremos una breve referencia a los primeros.

Los vientos no tornádicos se pueden dividir, a su vez, en función de sus dimensiones espaciotemporales. De menor a mayor tendremos:

- Microrreventones
- Macrorreventones
- Ecos en forma de arcos ("bow echoes")
- Derechos

##### Micro y macrorreventones

Algunos de los vientos no tornádicos de dimensiones espaciales del orden de km han recibido el nombre de "reventones descendentes" según FUJITA (1985, "downbursts" en la terminología americana). Son vientos asociados a descendencias intensas y muy concentradas que se esparcen en la superficie, o cerca de ella, de forma divergente.

Dentro de este grupo tenemos a los microrreventones, "microbursts", que son descendencias muy concentradas y pequeñas. Pueden causar grandes daños materiales, sus dimensiones no superan los 4 km y llegan a alcanzar vientos de hasta 75 m/s (270 kph). Existen dos tipos de microrreventones en función de los ambientes en los que se desarrollan: los de tipo "húmedo" y "seco" (CARACENA ET AL., 1997). Véase Fig. III.3.1.

Macrorreventones, "macrobursts", son descendencias que pueden llegar a poseer dimensiones horizontales superiores a los 4 km. Llegan a ser tan intensas que generan daños parecidos a los de un tornado. Su duración oscila entre los 3 y 30 minutos, con vientos que pueden llegar a los 60 m/s (216 kph).

*Nota: Los umbrales para definir las descendencias intensas pueden diferir de un autor a otro, preferentemente FUJITA y F. CARACENA.*

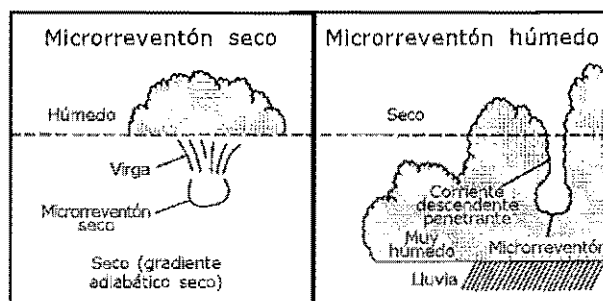


Figura III.3.1. Microrreventones seco (izquierda) y húmedo (derecha). Figuras de FERNANDO CARACENA, del National Weather Service de EEUU.

De cualquier forma, en todos ellos cabe la posibilidad de generación de microvórtices en su borde delantero de ataque que recuerdan a un tornado de pequeñas dimensiones. Por sus tamaños, la resolución de los datos radar y la distancia del radar a la estructura a considerar resultan de capital importancia para su detección. Sus ciclos de vida temporales son tan pequeños, respecto a la resolución temporal de la toma de datos radar, que en muchas ocasiones pueden pasar desapercibidos en la rutina diaria.

### Estructuras en forma de arco

Las estructuras arqueadas tienen su origen en las descendencias que se producen en la parte trasera de estructuras convectivas organizadas. La existencia de un *jet* elevado de entrada en el flanco trasero (J1 en la figura siguiente, Fig. III.3.2) de la convección organizada parece que es el elemento fundamental para desarrollar y mantener estas descendencias generalizadas.

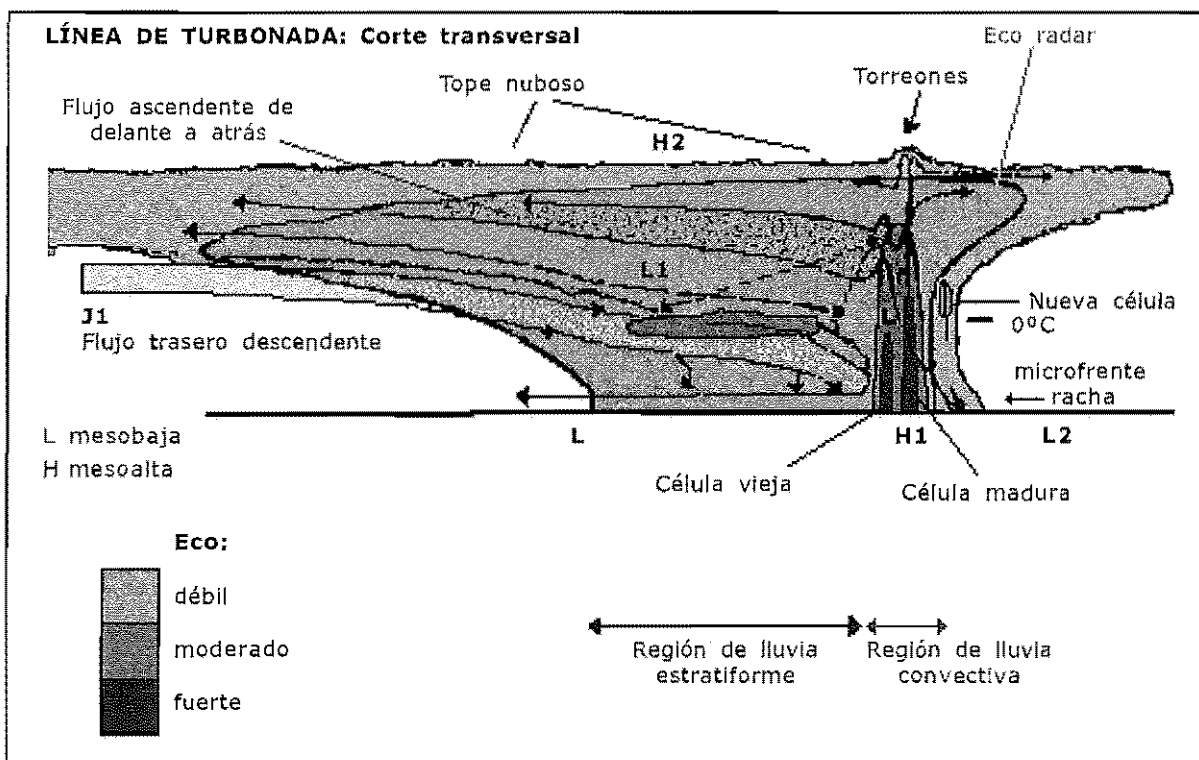


Figura III.3.2. Modelo conceptual de SCM y "jet" trasero elevado potencialmente generador de estructuras en arco y vientos fuertes en superficie.

Las descendencias tienen su origen primario en el *jet*, J1, de niveles medios y en particular en la llamada zona trasera de precipitación "estratiforme". El flujo asociado desciende en la zona de precipitación no convectiva, difluyendo en superficie e intensificando la línea o zona de convergencia asociada a la propia convección que suele ser de dimensiones mayores que una simple célula convectiva. Para mayor información, véase el módulo COMET dedicado a los SCM y su apartado de estructuras en arco.

Un indicativo claro de que se están desarrollando descendencias traseras intensas es el "arqueamiento" progresivo y continuo de una estructura convectiva en línea de cierto tamaño vista por radar. La existencia del *jet* trasero en las imágenes de viento radial Doppler confirmaría tales sospechas.

En el panel izquierdo de la Fig. III.3.3 tenemos la típica estructura en arco y su evolución temporal. Otra estructura vista por radar, que se incluye en este tipo de sistemas, es la que evoluciona desde una línea de ecos a otra en forma "onda", como se ve en el panel derecho de la anterior figura. La parte inferior recuerda, en parte, a las estructuras de tipo arqueado.

Ya que las estructuras en "arco" requieren cierta organización de la convección es por lo que se suelen dar en ambientes de moderada o fuerte cizalladura vertical del viento. Para mayor información sobre este tipo de estructuras, consúltese JOHNS AND DOSWELL (1992).



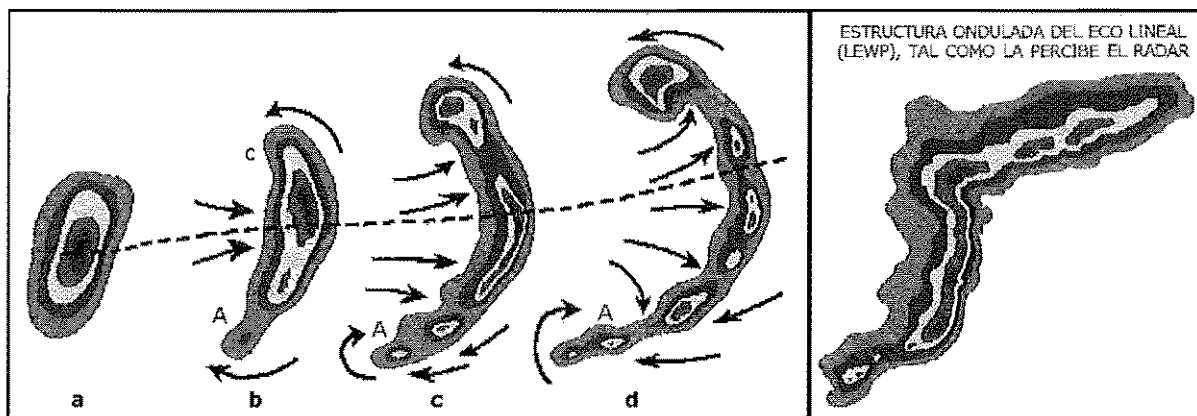


Figura III.3.3. Estructuras en forma de "arco" vistas por radar. Modelo conceptual de estructura que se arquea con el tiempo, a la izquierda. Las flechas indican el flujo de viento en capas bajas-medias. A la derecha se presenta otra estructura arqueada pero con una zona de precipitación en línea más al norte.

### Derechos

Los derechos son una manifestación de fuertes vientos ligados a convección organizada que pueden barrer zonas de unos 20 km de ancho o más, afectando a grandes áreas, de hasta 2 000 km<sup>2</sup>, con dimensiones temporales mayores que las descendencias locales. Realmente algunos autores consideran los derechos como una "familia" de descendencias intensas actuando de forma eficiente.

### Cuadro resumen sobre vientos intensos en superficie, según su origen

- SINÓPTICOS
- CONVECTIVOS
  - TORNÁDICOS
  - NO TORNÁDICOS
    - × Micro/macrorreventones
    - × Estructuras en "arco"
    - × Derechos

### Problemática general

Aunque el origen y mecanismo de formación de los vientos intensos son relativamente bien conocidos, su predicción a corto y muy corto plazo no es una tarea fácil y menos aún el tiempo de reacción de que dispone el predictor para dar un posible aviso mitigador (JOHNS AND DOSWELL, 1992). Un problema añadido es la no existencia de climatologías y datos disponibles en tiempo real. Más información existe de los vientos intensos forzados y modulados sinópticamente que, incluso, pueden enmascarar a los de origen convectivo. Un caso especial lo constituyen los vientos ligados a tornados por su especial impacto en ciertas partes del mundo (EEUU). En particular, en España están apareciendo los primeros trabajos metódicos para la recogida y recopilación de datos y destrozos generados por estructuras tornádicas por M. GAYÁ (1996). En las zonas más sensibles a este tipo de perturbaciones, los aeropuertos, se dispone también de algunas referencias de vientos convectivos moderados e intensos.

En EEUU se observa que la climatología de vientos intensos de todo tipo ( $\geq 50$  kt) difiere de la del granizo al incluirse en ellas los vientos modulados sinópticamente (DOSWELL Y BOSART, 2000). Cuando se analizan los vientos extremos ( $\geq 65$  kt), la distribución espacial se asemeja bastante a la del granizo de gran tamaño lo que demuestra, una vez más, que una gran parte de la contribución proviene de la convección profunda y organizada (potencialmente generadora de tornados).

Ya que los efectos destructivos (vidas y daños materiales) de los vientos tornádicos, y no tornádicos generalizados, son mayores que las descendencias locales es de esperar que las técnicas de teledetección se hayan focalizados en ellos. Como en la mayoría de los casos la presencia de vientos fuertes en superficie está ligada a convección muy profunda (larga duración e intensa), se tiene que la predicción

de vientos intensos convectivos está asociada a la predicción de este tipo de estructuras y, por lo tanto, a la detección de y reconocimiento de:

- formas lineales de reflectividad que se "arquean" con el tiempo y/o de
- reconocimiento de ciertas "formas" ligadas a rotaciones, confluencias/difluencias muy intensas y concentradas a partir del viento radial Doppler.

Más compleja es la detección de los micro y macrorreventones en convección menos organizada y, aparentemente, benigna desde el punto de vista radar: reflectividades poco intensas a cualquier nivel. En este sentido, es necesario analizar el perfil y la evolución del sondeo más próximo a las estructuras convectivas a vigilar. La visualización directa de las microdescendencias puede ser evidente a simple vista si se dispone de cierta experiencia.

### **Variables de entorno**

Los vientos intensos de origen convectivo se pueden dar en dos entornos bien diferenciados de cizalladura vertical del viento que se deberán tener en cuenta al analizar las imágenes de radar. En todos ellos, la fuerza de los vientos en superficie pasa por una estimación de la intensidad de las corrientes descendentes. Una discusión de los principios básicos sobre descendencias intensas se puede encontrar en DOSWELL (1994). Los factores que contribuyen a dichas descendencias son varios: gradientes verticales de presión (factor significativo en las supercélulas), flotabilidad negativa de la burbuja descendente en entornos muy secos (evaporación) y la carga acuosa precipitante descendente o peso del agua condensada en nubes con altas intensidades de precipitación. Si nos olvidamos de los vientos descendentes en las estructuras supercelulares tenemos que en todos ellos existen dos factores que pueden actuar positivamente para realzar las corrientes descendentes, que a fin de cuentas generan el flujo difluente en superficie:

- *Arrastre del agua precipitante o condensada.* La precipitación que cae desde cierta altura arrastra al aire circundante transfiriéndole momentum. En las descendencias húmedas predomina este factor.
- *Flotabilidad negativa de la burbuja.* El segundo factor está ligado a los efectos de enfriamiento en las descendencias por procesos de mezcla y evaporación de la precipitación descendente en ambientes muy secos, en niveles medios-bajos: descendencias más frías de lo normal aumentan la flotabilidad "negativa" de la burbuja. En las descendencias secas predomina esta componente.

### **Débil cizalladura**

Los micro y macrorreventones se suelen dar en entornos de débil cizalladura del viento. Las técnicas de predicción y vigilancia pasan por el análisis y la evolución de la estructura del sondeo más próximo y compararlo con "sondeos prototipo" y el seguimiento de las estructuras convectivas que se desarrollan en dicho entorno.

#### ***Descendencias secas***

El ambiente donde se desarrollan viene dado por un ambiente tal que su perfil vertical es, o evoluciona a, el mostrado en la Fig. III.3.4.

Se caracteriza por una capa muy seca y profunda en niveles bajos-medios con un nivel de convección libre (NCL-LFC) muy alto, inestabilidad marginal en niveles medios-altos (JOHNS AND DOSWELL, 1992). La forma del sondeo recuerda a una "V" invertida: sondeo muy seco en todos los niveles menos en la zona "estrangulada" donde la curva de  $T_p$  se acerca a la  $T$ . La convección que se forma es de tipo benigno (desde el punto de vista de los valores de reflectividad), base nubosa muy alta, con escasa o nula actividad eléctrica dando señales en el radar no muy intensas en niveles medios o bajos. El factor fundamental a estas descendencias proviene de la flotabilidad negativa de la burbuja descendente.

#### ***Descendencias húmedas***

Suelen darse en ambientes de alto contenido de humedad en capas bajas que a veces exceden los 4-5 km de altura, Fig. III.3.5. Por este motivo van asociadas a lluvias intensas que, a su vez, dan altas reflectividades en capas bajas. Por encima de esta capa profunda de humedad existe otra de menor contenido acuoso.

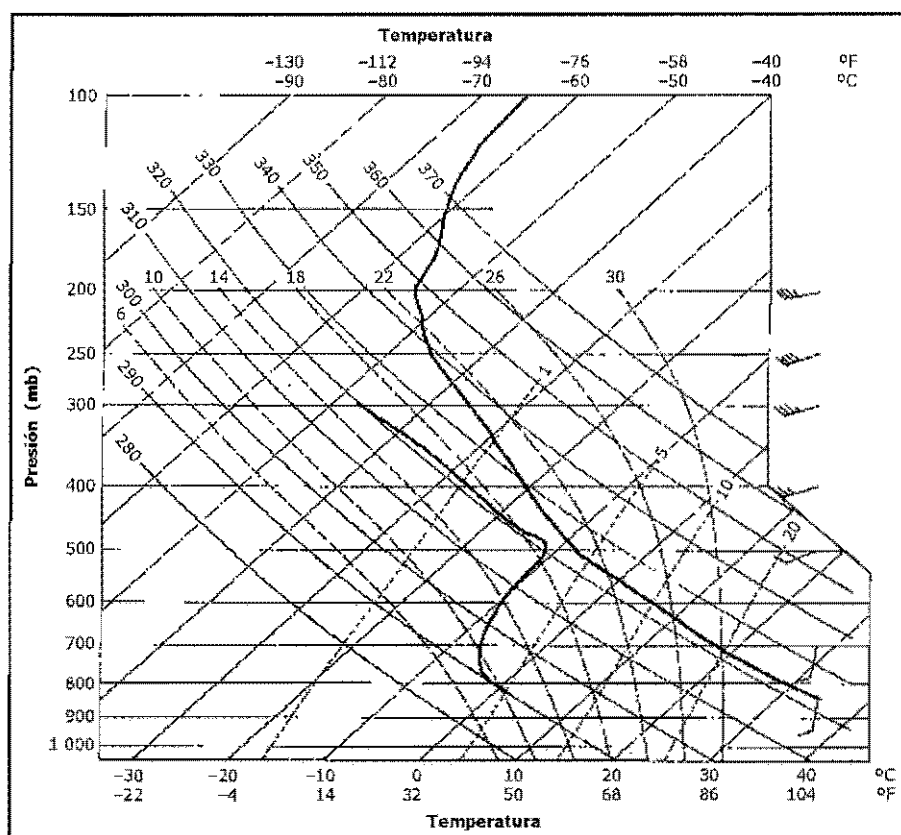


Figura III.3.4. Modelo conceptual de sondeo en "V" invertida asociado a entornos favorables para la formación de descendencias secas.

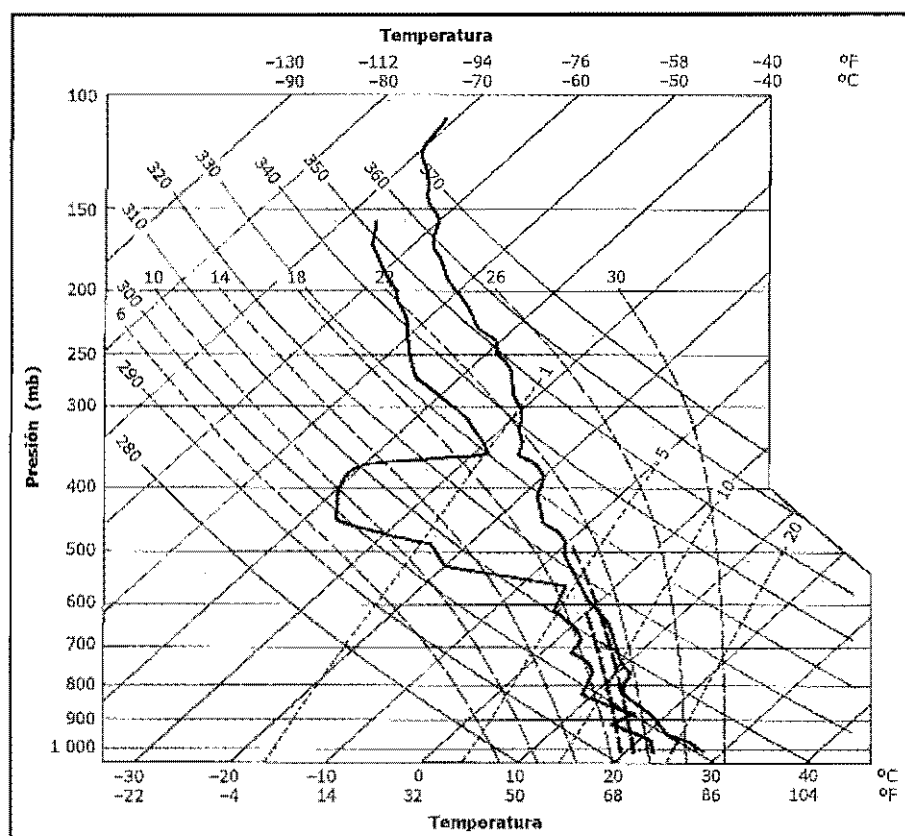


Figura III.3.5. Sondeo típico asociado a entornos que favorecen descendencias húmedas.

En climas húmedos se ha observado que en situaciones de intensas descendencias húmedas la diferencia de temperatura potencial equivalente entre superficie y niveles medios puede llegar a ser del orden de 20°C (muy alta inestabilidad potencial). Esto sugiere que la diferencia de temperatura potencial entre niveles bajos y medios puede ser una herramienta útil para predecir la posible existencia o no de descendencias húmedas. Por calentamiento diurno el perfil de  $T$  toma la forma como el de una capa adiabática seca pudiendo, incluso, desarrollar una débil o moderada inestabilidad. En este tipo de descendencias, el factor que más contribuye a las descendencias intensas se debe al peso del agua que cae en la nube convectiva y siempre con altas intensidades de precipitación.

Como ayuda estimativa a la predicción de zonas potencialmente afectadas por *microbursts*, McCANN (1994) desarrolló un índice empírico, WINDEX ó WI (ya se trató en el apartado correspondiente de predicción a corto plazo), que trata de relacionar las condiciones medioambientales de un sondeo, y ajustado a los datos de superficie si fuera necesario, para así obtener la racha máxima de vientos en descendencias intensas (kt). Su expresión se puede encontrar en la Fig. III.3.6.

#### Ecuación del índice WINDEX

$$WI = 5 [H_M R_Q (\Gamma^2 - 30 + Q_L - 2Q_M)]^{0.5}$$

$H_M$  = altura de la isocero en km

$Q_L$  = proporción de mezcla en los primeros 1 000 m sobre la superficie

$R_Q = Q_L/12$  (no puede ser mayor que 1)

$\Gamma$  = gradiente desde superficie hasta el nivel de la isocero (en °C/km)

$Q_M$  = proporción de mezcla en el nivel de la isocero

Figura III.3.6. Índice WINDEX para las estimaciones de rachas máximas en superficie a partir de datos de un sondeo.

Altos valores de WI están relacionados potencialmente con altas velocidades en las descendencias y siempre y cuando se desarrolle convección. Además las cartas del WI pueden ser útiles cuando se combinan con otros datos de teledetección. Microfrentes de racha u otras tormentas, ya formadas, que se desplazan hacia zonas donde el WI es máximo son proclives a desarrollar descendencias intensas. El WI puede ser utilizado para cualquier tipo de entornos: húmedo y seco.

EL WI no es un índice convectivo y su utilización combinada con datos radar nos puede dar indicios de que la convección que se desarrolle o vaya hacia máximos de WI puede generar vientos fuertes en SFC.

### Moderada y fuerte cizalladura

Básicamente son aquellos que a su vez pueden generar convección (muy) profunda y organizada (CAPE, LI, cizalladura del viento en capas bajas y humedad relativamente baja medioambiental en niveles medios) y que además pudieran ir acompañadas por fuertes vientos medios conductores (vientos sinópticos medios del estrato donde se encuentra la nube convectiva).

Desde el punto de vista radar, aquellas estructuras organizadas que lleven en suspensión gran cantidad de ecos, a elevadas alturas, son potencialmente generadoras de fuertes descendencias y, por tanto, de vientos fuertes en superficie. De esta forma, el VIL se utilizó para inferir la potencialidad de que una célula pueda generar dicho fenómeno en superficie, pero aún más: en igualdad de VIL las células que se muevan más rápidamente serán las que puedan generar vientos más intensos. Este aspecto será ampliado posteriormente.

### III.3.2. Medidas indirectas mediante datos radar convencionales

En este sentido, podremos analizar, subjetivamente, las estructuras en viento Doppler de carácter convergente y divergente para poder inferir posibles descendencias: tarea nada fácil en los ambientes operativos del INM. Los modelos conceptuales de viento Doppler se analizarán más adelante.

Las descendencias, de dimensiones del orden de km, son muy difíciles de detectar directamente mediante radar Doppler y están muy condicionadas por la distancia radar-descendencia. En EEUU existen algoritmos para la detección de sus precursores (véase, por ejemplo, ROBERTS ET AL., 1989; EILTS ET AL., 1996), pero estas técnicas quedan lejos de la realidad operativa en el INM. Estas se basan en la detección y seguimiento de:

1. Descendencias de núcleos de reflectividad: cuanto más intensos y altos, tanto peor. Reflectividades de tipo convectivo menores de 30 dBZ pueden generar descendencias intensas. Véanse las figuras de STEWART AND VASIOFF (1999), figuras M2, M3, M4, M5. Modelo conceptual de descendencias en entornos secos. Ejemplo real en un radar WSD-88R de EEUU: figuras de cortes verticales D1, D2, D3 y D4.

*Nota: Las figuras M\* y D\* no se muestran en este documento; véase al apartado correspondiente en la versión web.*

2. Convergencia del viento justo sobre la base de la nube.
3. Divergencia del viento cerca de la superficie.

Las dos primeras señales indicarían la existencia inminente de descendencias intensas y la última una confirmación de lo que puede estar ocurriendo en superficie. Si estos procesos no se automatizan, difícilmente el predictor puede llegar a ser consciente de ello. La distancia radar-descendencia es un elemento fundamental para su detección, como se ha insistido tantas veces.

### Técnicas basadas en el VIL

Teniendo en cuenta las propiedades del VIL, se han utilizado sus medidas como indicador indirecto del potencial existente en una nube convectiva para generar descendencias significativas. Veamos algunas técnicas que lo incluyen.

#### VIL + echotop

Esta técnica está basada en las medidas del VIL y *echotop*, y permite estimar groseramente las rachas máximas por descendencias intensas. Como vemos, no se utilizan los datos de viento radial del radar en modo Doppler.

Se supone que células convectivas con altos valores de VIL están asociadas a fuertes corrientes ascendentes y, posteriormente, pueden ir acompañadas por descendencias marcadas cuando las corrientes ascendentes desaparecen o se debilitan. Inicialmente la técnica se desarrolló en EEUU por STEWART (1991) y se ha aplicado en varios lugares de Norteamérica. Supone que las rachas de descendencias máximas son proporcionales al VIL y *echotop* (el umbral de ET se fija en el NWS de EEUU en los 18 dBZ) de forma que:

$$W = (20,6 \text{ [m s}^{-2}\text{]} * \text{VIL [kg m}^{-2}\text{]} - 3,1 * \text{ET}^2 \text{ [km]})^{1/2}$$

donde  $W$  viene dado en m/s y representa la velocidad vertical descendente de la tormenta a nivel del suelo. Las rachas horizontales de viento en superficie se suponen iguales a  $W$ .

El algoritmo da resultados aceptables con tormentas que se mueven lentamente y en entornos de débil cizalladura (tormentas de tipo "pulso o pulsantes") y siempre que se encuentren en un radio de 100 km en torno al radar (esta limitación está ligada preferentemente al VIL y, en menor medida, al ET). Para tormentas móviles y organizadas el algoritmo subestima estas rachas y se propone sumar la velocidad de desplazamiento de la tormenta al valor de  $W$ .

Este algoritmo no tiene en cuenta ni los vientos asociados a posibles tornados ni las descendencias intensas o microrreventones de aire seco proveniente de convección que se desarrolla en entornos de muy escasa humedad ambiental.

La identificación objetiva de células convectivas, potencialmente generadoras de descendencias intensas, y sus valores cualitativos en superficie, se puede realizar de forma objetiva mediante el análisis de la estructura del viento radial Doppler.

*Nota: El STAP ha adaptado este algoritmo en la versión de identificación de células radar 2D-M, usando los echotops, ET, de 12 dBZ como umbral que, lógicamente, es mayor o igual al de 18 dBZ. En este sentido aparecerán valores más*

bajos de  $W$  que los obtenidos si se trabajara con el ET de 18 dBZ. Hemos incluido en el listado de diagn sis de células 2D un apartado con las salidas del algoritmo junto con las velocidades asociadas al desplazamiento estimado del centroide celular para tener en cuenta los efectos añadidos de tormentas móviles. Utilice estos listados como elemento de alerta primaria para la focalización de la atención sobre ciertas células convectivas. Los valores cuantitativos deben de ser considerados solo como orientativos de las posibles rachas máximas en superficie.

### **VIL + vientos medios intensos**

En algunos estudios de adaptabilidad regional de los parámetros y técnicas asociadas a convección "severa" en EEUU se ha observado que los vientos fuertes en superficie estaban relacionados con otros parámetros y magnitudes diferentes a los obtenidos en las Grandes Llanuras. KITZMILLER ET AL. (1995) han demostrado que, para la costa este de EEUU, los mejores predictores de vientos fuertes en superficie eran el VIL junto con el viento en 700 hPa y más que el VIL lo era el número de cajas de VIL que superan los 20 kg m<sup>-2</sup> con resoluciones de datos radar de 4 x 4 km. Obsérvase en la figura adjunta que la probabilidad de células con tiempo "severo" para el este de EEUU, que llevan asociados vientos fuertes, aumenta con el incremento del número de cajas de VIL y la intensidad del viento en 700 hPa.

Como dicen los autores de este trabajo:

*"Estas técnicas, basadas en evidencias indirectas de lo que vayamos buscando, no son absolutas en sí mismas. Aunque la probabilidad de detección es relativamente alta, el número de falsas alarmas también es elevado. Así, este tipo de algoritmos intentan inicialmente alertar al predictor de un repentino cambio o nuevo desarrollo sobre el que hay que prestar algo más de atención."*

Las herramientas mágicas no existen en predicción y detección de la convección y de sus fenómenos asociados.

### **Análisis de estructuras 3D: precursores**

La detección de precursores de descendencias intensas mediante radar pasa forzosamente por el análisis tridimensional de estructuras convectivas de reflectividad,  $Z$ , y viento radial, WIN, Doppler. El algoritmo de los radares WSR-88D utiliza un conjunto de parámetros derivados a nivel celular para estimar dichos precursores, entre ellos cabe destacar:

- VIL
- Altura del centro de masa de la tormenta
- Probabilidad de granizo severo
- Altura de la máxima reflectividad
- Volumen de la tormenta
- Tope y base del núcleo de 54 dBZ
- Convergencia a varios niveles
- Extensión horizontal de dichas convergencias
- Otros

Lo que se trata de buscar son tormentas con núcleos muy definidos y elevados de reflectividad, altos VIL, centros de masas elevados, etc., potencialmente generadoras de descendencias intensas. La convección con base alta y "benigna", que pueda generar descendencias de tipo seco, no es bien manejada por estos algoritmos. En este último caso, y en función de las condiciones medioambientales, se deben de primar las convergencias en niveles medios frente a los altos valores de  $Z$ .

*Nota: El concepto de convección "benigna" se asocia a aquella que alcanza reflectividades no llamativas, digamos del orden de 28-35 dBZ a cualquier nivel.*

El NSSL (National Severe Storm Laboratory) est  desarrollando el *Damaging Downburst Prediction and Detection Algorithm* (DDPDA) que intenta detectar los precursores de las descendencias significativas, de forma más eficiente, tanto para las de tipo seco como para las húmedas con la inclusión de variables medioambientales próximas a la tormenta. Nuevamente la base del método radica en la detección de células 3D y en el seguimiento de núcleos de  $Z$  asociados con convergencias en distintos niveles. Se pretende complementar este producto con aquel que detecte cizalladura horizontal del viento en capas bajas.

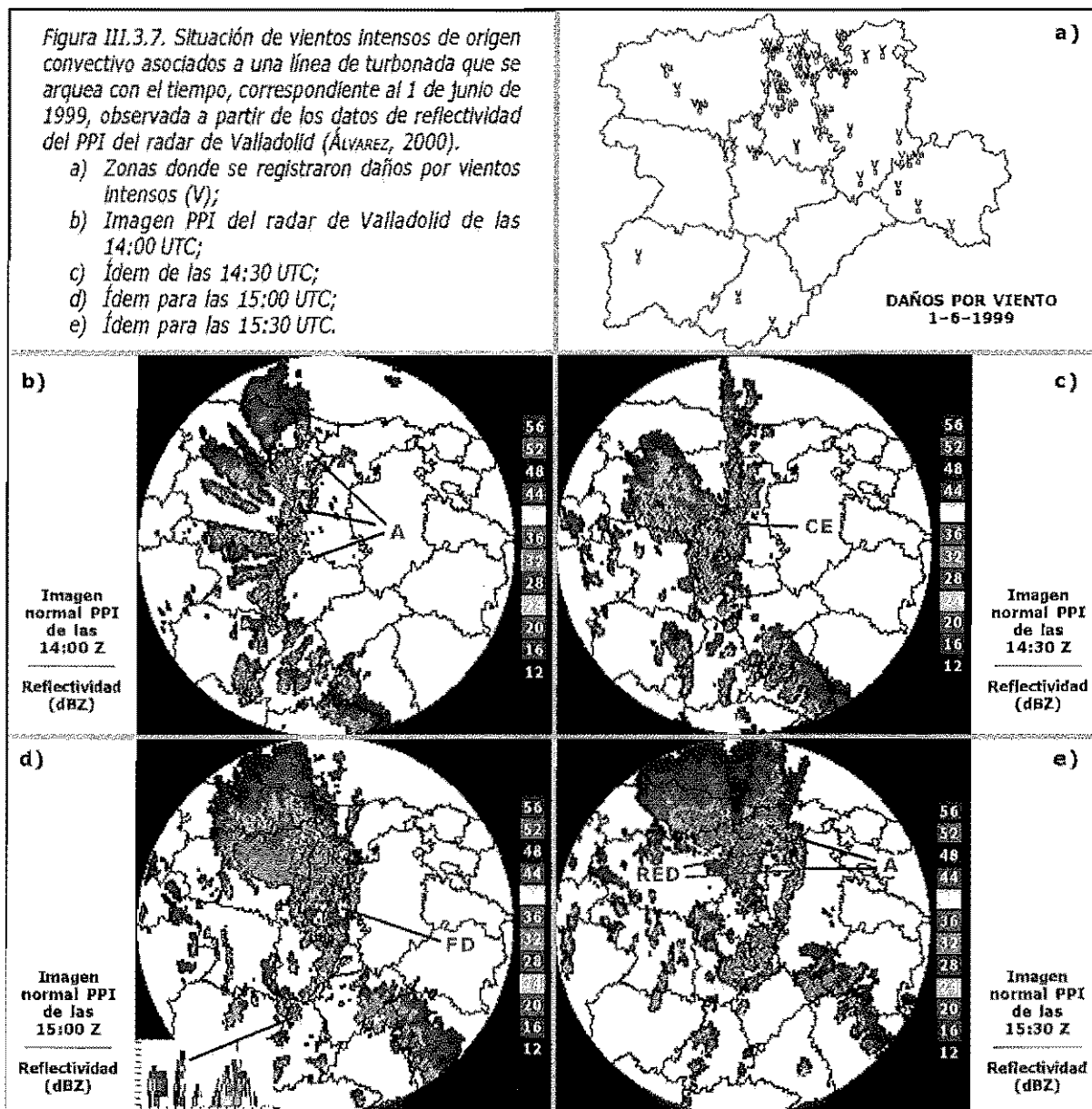
### Estructuras en arco

El modelo conceptual de estructuras tormentosas organizadas en forma de arco ha sido utilizado como indicador indirecto de vientos fuertes en superficie: la existencia de corrientes descendentes intensas en su parte trasera fuerza a pasar de una estructura más o menos en línea a otra arqueada. En la Fig. III.3.3a se puede ver un modelo conceptual asociado. Este modelo puede ser de utilidad en entornos operativos como se muestra en este ejemplo del radar de Valladolid donde una estructura lineal pasa a otra arqueada (ÁLVAREZ, 2000).

#### Ejemplo de estructuras arqueadas en el interior peninsular

El 1 de junio de 1999 la zona de Castilla y León se vio afectada por gran actividad tormentosa apareciendo estructuras muy significativas. Sus efectos más relevantes en superficie fueron el viento y el granizo.

En la Fig. III.3.7a se observan las zonas afectadas por viento intenso,  $V$ , en dicho día. En la serie de PPI del radar de Valladolid podemos observar como una línea amplia de ecos llega a alcanzar la forma de "arco", coincidiendo con las zonas que sufrieron los mayores registros de racha intensas: 14:00, Fig. III.3.7b; 14:30, Fig. III.3.7c; 15:00, Fig. III.3.7d y 15:30 UTC en Fig. III.3.7e (ÁLVAREZ, 2000).



### III.3.3. Medidas directas en modo Doppler: modelos conceptuales

El radar en modo Doppler puede suministrar información muy valiosa sobre la estructura vertical y horizontal de su componente radial del viento. Veamos un ejemplo conceptual simple en la Fig. III.3.8a. Se puede apreciar en ella la señal que dejaría un viento constante en el plano explorado por el radar, en el panel superior. Por regla general, el viento radial "hacia el radar" se representa en colores fríos y el que se "aleja" de él se representa en colores cálidos, Fig. III.3.8a parte inferior. La interpretación de estructuras Doppler no es una tarea fácil si no se dispone de modelos conceptuales apropiados, cierta habilidad y experiencia. Obsérvese que, a medida que nos alejamos del radar, al analizar una imagen tipo PPI, el haz del radar gana altura y la información del viento radial derivada proviene de diferentes niveles, Fig. III.3.8b. Podemos afirmar que la información Doppler puede ser utilizada como un perfilador de viento en capas bajas.

Las técnicas operativas han tratado de objetivizar la detección volumétrica de convergencias, mesovórtices, descendencias intensas, rotaciones tornádicas, etc., a partir del viento radial de forma que, por ejemplo en EEUU, el predictor no tiene que interpretar subjetivamente tales imágenes y estructuras asociadas. Estos procedimientos no están operativos en el INM y solo la interpretación subjetiva puede suplir dichas carencias. Solo las técnicas VAD (*Velocity-Azimuth Display*) pueden darnos información objetiva de los vientos horizontales en la vertical del radar en determinadas condiciones.

#### Ideas básicas sobre la interpretación de estructuras Doppler

Debido a las limitaciones inherentes al temario no podemos extendernos demasiado en el uso de tales productos Doppler. Veamos unas cuantas reglas para poder interpretar imágenes del radar en modo Doppler (viento radial):

- El haz del radar se eleva, normalmente, con la altura de forma que a medida que nos alejamos del radar vemos el viento en diferentes niveles: el radar como perfilador vertical del viento. Este hecho ya fue explicado anteriormente en la Fig. III.3.8b.
- La "línea gris o blanca" es aquella en que el viento radial es 0, existiendo solo la componente perpendicular a dicha estructura. En el ejemplo de la Fig. III.3.9a tenemos un viento del W cuya intensidad aumenta con la altura.

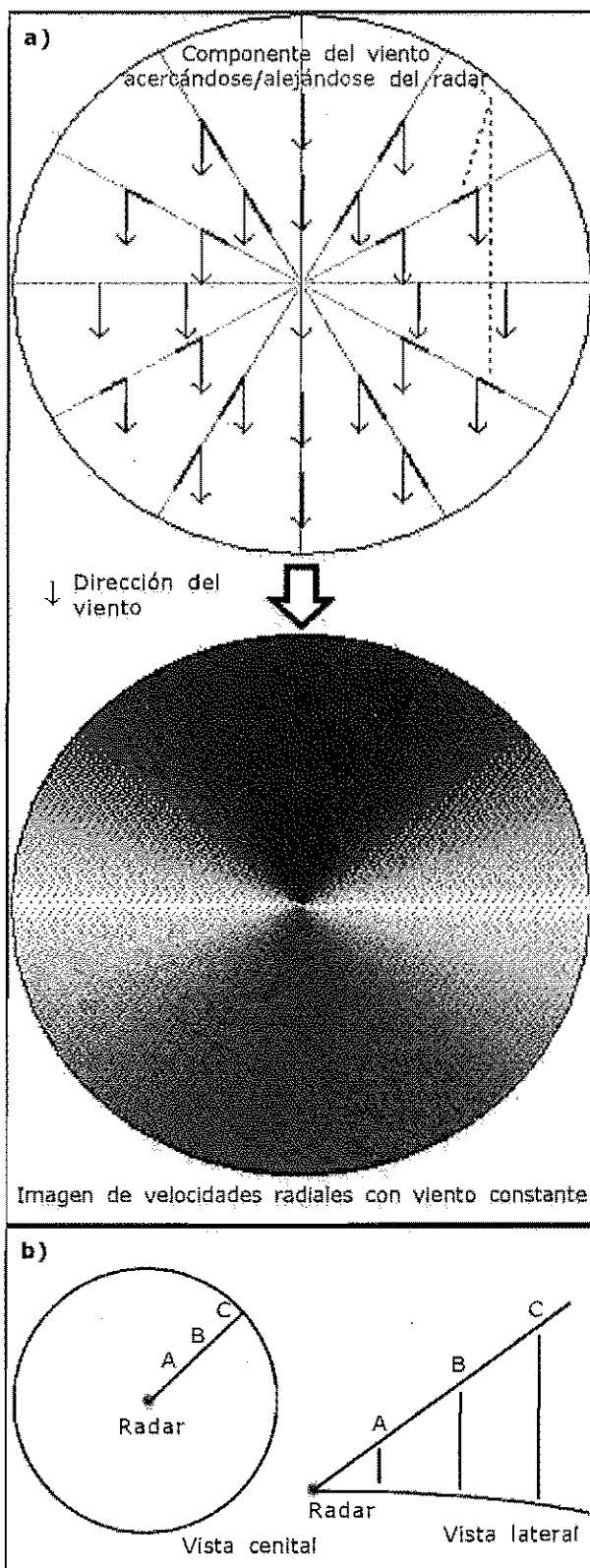


Figura III.3.8. Principios básicos de interpretación de estructuras de viento Doppler. a) Concepto de viento radial y código de colores empleados. b) Sobreelevación del haz del radar con la distancia: el radar Doppler como perfilador vertical del perfil de viento.



La línea gris es de dirección N-S y, por lo tanto, perpendicular a dicho viento. Ejemplos reales de viento Doppler del radar de La Coruña: máximos de viento radial superiores a  $85-100 \text{ km h}^{-1}$  del día 11 de octubre de 2000 al paso de un frente frío muy activo: Fig. III.3.9b (alrededor de las 02 UTC) y Fig. III.3.9c (idem, pero a las 06 UTC).

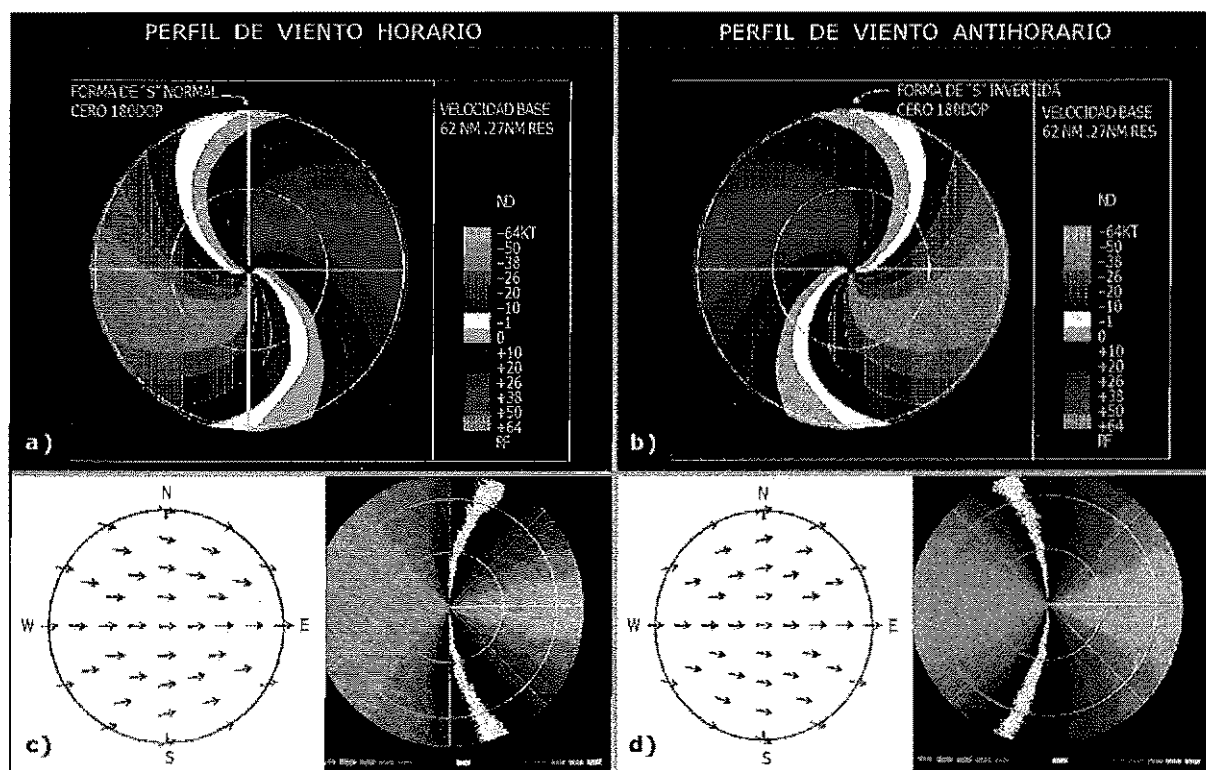
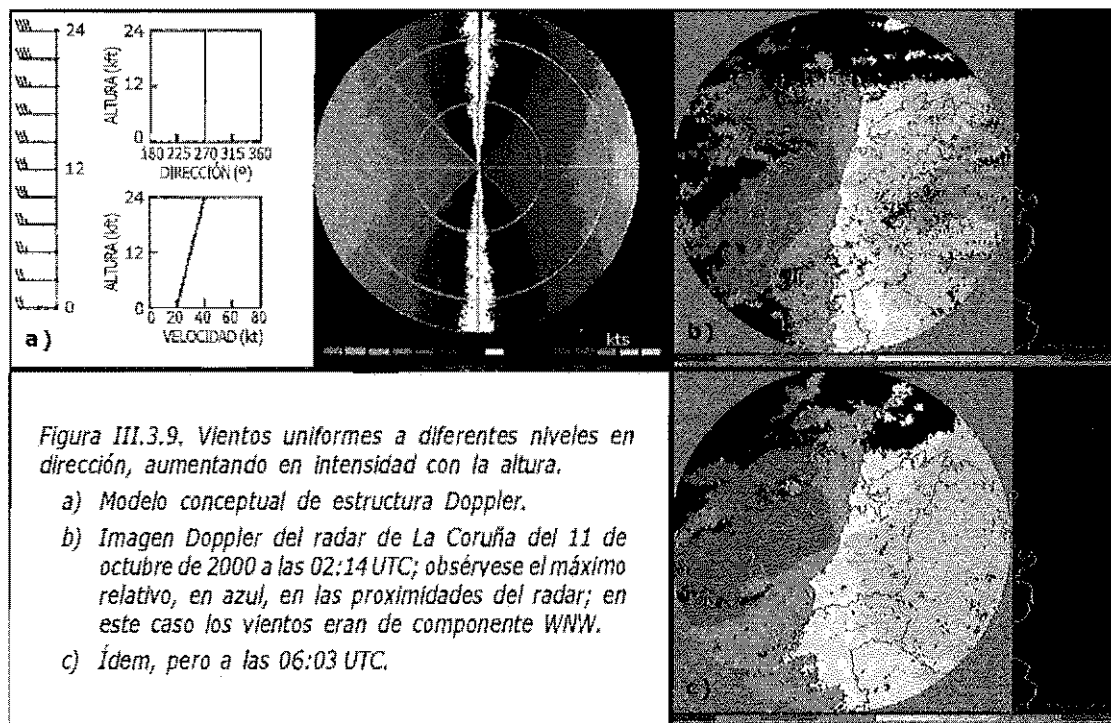


Figura III.3.10. Modelos conceptuales de estructuras de viento radial Doppler. Estructuras en forma de "S" asociadas a la línea "gris o de ceros" directa (a) e invertida (b). Flujos confluentes (c) y difuentes (d) a nivel mesoescalar.

- Una línea gris en forma de "S" puede indicar advección cálida y giro de vientos con la altura según el movimiento de las agujas del reloj, Fig. III.3.10a. La "S" invertida, advección fría y giro del viento en sentido contrario a las agujas del reloj, Fig. III.3.10b.
- Una línea gris arqueada hacia donde va el viento indica confluencia, Fig. III.3.10c. La difluencia lleva asociada una línea gris arqueada hacia la dirección de donde viene el viento, Fig. III.3.10d.
- Máximos de vientos y *jets* en flanco trasero en estructuras en arco (no se dispone de ejemplos).

### Estructuras convectivas

A partir de ahora supondremos que la estructura convectiva a analizar es de pequeñas dimensiones y se encuentra en una posición no centrada respecto al radar, como se muestra en la Fig. III.3.11.

Veamos algunos ejemplos de estructuras que se pueden encontrar asociadas con, y embebidas en, la convección: convergencias/divergencias y rotaciones intensas y concentradas, etc. Se deberá tener en mente dos premisas a la hora de analizar imágenes Doppler correspondientes a estructuras convectivas:

- Posición relativa de la estructura a analizar respecto al radar.
- En la medida de lo posible se deberá de realizar un *zoom* de la zona (ALT+Z, en McIDAS) para una mejor visualización de lo que acontece.

En modo Doppler sería muy recomendable superponer una parrilla polar con radios y círculos concéntricos al radar como mapa de fondo (no disponible en la actualidad en entorno McIDAS).

En primera instancia supondremos el radar situado al sur de la estructura a analizar. Colores fríos equivalen a velocidades radiales dirigidas hacia el radar, colores cálidos vientos radiales hacia fuera o alejándose del radar.

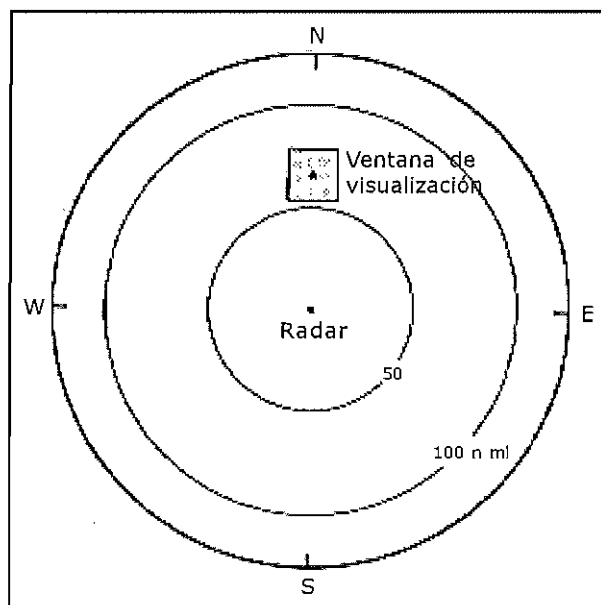


Figura III.3.11. Posición relativa entre el radar y el blanco a analizar en los ejemplos siguientes.

### Divergencia/convergencia pura

Los máximos de velocidad Doppler se encuentran en la radial del radar. Para la divergencia, las máximas velocidades negativas (colores fríos) se sitúan más próximas al radar. Para la convergencia, las máximas velocidades más próximas al radar son las que se alejan (colores cálidos).

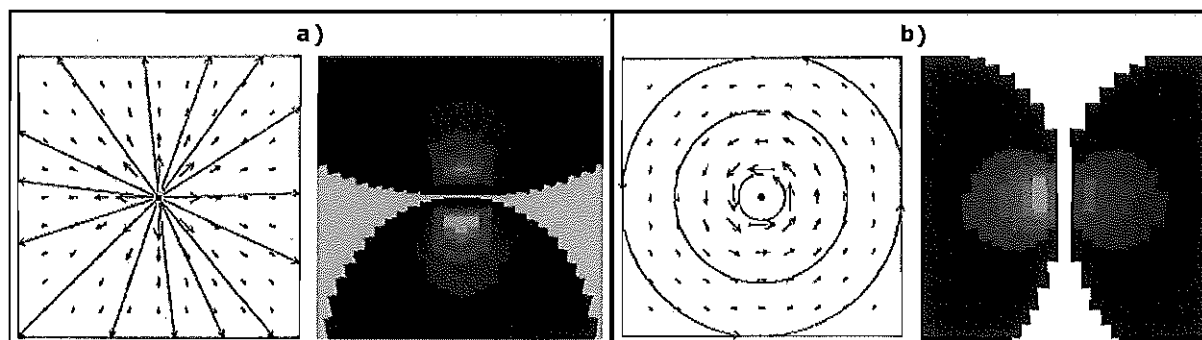


Figura III.3.12. Ejemplos conceptuales de estructuras Doppler de viento radial asociados a: a) difluencia pura, en el panel de la izquierda y b) rotación convectiva muy local, panel de la derecha.

Pasos a seguir para su análisis:

- dibuje una línea continua que conecte los máximos;
- dibuje un punto en la mitad de la línea de máximos;
- dibuje una línea discontinua perpendicular a la línea de máximos que pase por el punto;
- dibuje las flechas salientes y entrantes de acuerdo con los colores fríos y cálidos, respectivamente;
- flechas hacia fuera indican divergencia, hacia adentro convergencia.

### Rotaciones ciclónicas/anticiclónicas puras

Los máximos de velocidad Doppler son equidistantes respecto al radar, con máximos de viento hacia el radar a la izquierda para la rotación ciclónica y a la derecha para las anticiclónicas. En la Fig. III.3.12b tenemos un ejemplo de rotación ciclónica pura.

### Rotaciones ciclónica/anticiclónica convergente/divergente

Si los pares de máximos se orientan de cualquier otra manera, algún grado de rotación y/o convergencia/divergencia existirá en la misma zona. Para ello compruebe las estructuras simples que la componen de forma apropiada, teniendo en cuenta hacia el cuadrante donde se han desplazado. Tome uno de los máximos de viento y llévelo a los semiejes más próximos: de esta forma obtendrá si el flujo es divergente/convergente y si la rotación es ciclónica o anticiclónica. Véanse los ejemplos conceptuales en la Fig. III.3.13. Hay que hacer notar que las confluencias y difluencias a mayor escala tienen otro tipo de estructura en el viento Doppler como quedó mostrado en las Fig. III.3.10c-d.

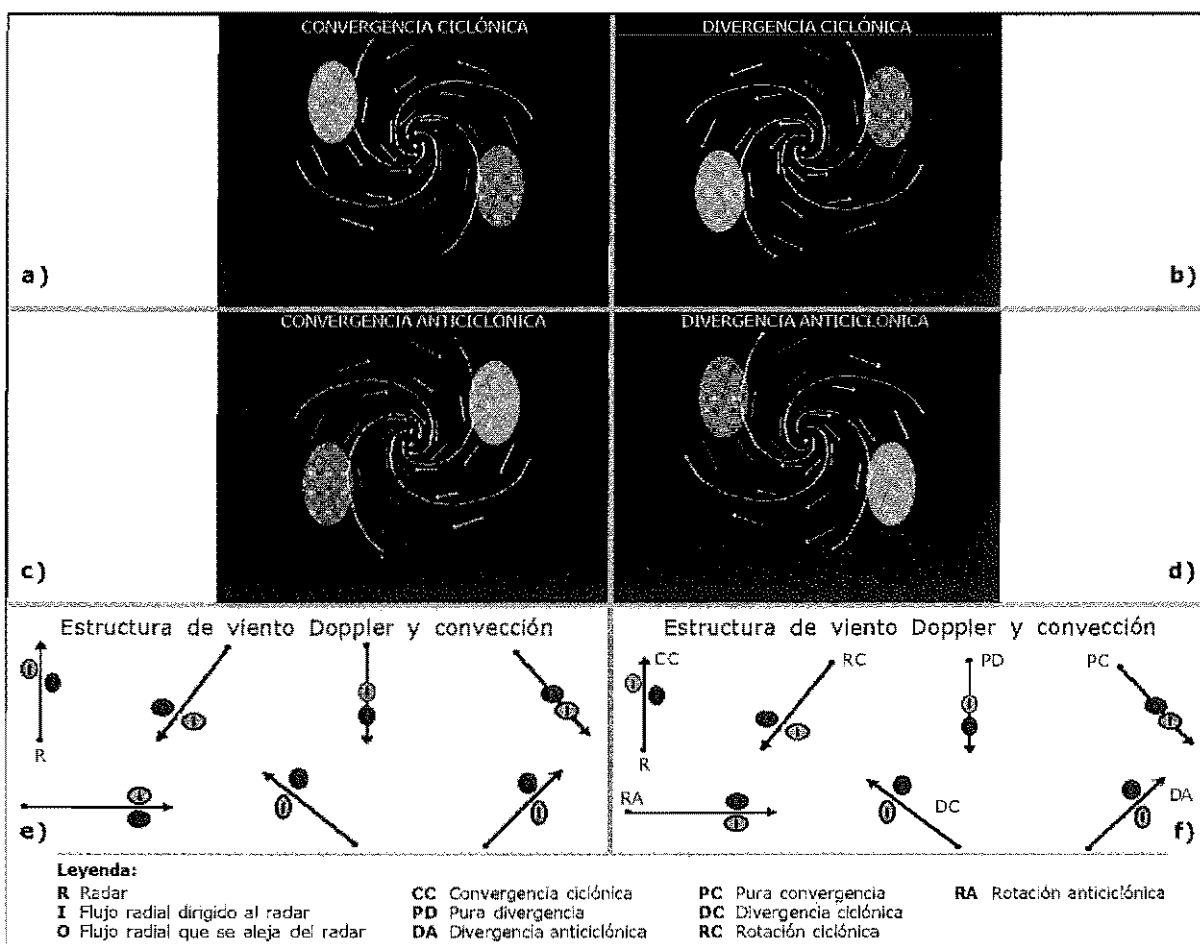


Figura III.3.13. Ejemplos conceptuales de rotaciones y convergencias combinadas. a) Rotación ciclónica convergente. b) Rotación ciclónica divergente. c) Rotación anticiclónica convergente, d) Rotación anticiclónica divergente. e) Estructuras conceptuales varias a resolver. f) Resultados de los anteriores ejemplos.

**Ejercicio**

Se representan esquemáticamente un conjunto de estructuras conceptuales de viento Doppler a nivel de tormenta en la Fig. III.3.13e. I y O representan los máximos de viento radial hacia el radar y alejándose del radar en colores fríos y cálidos, respectivamente. Las estructuras a determinar se representan por una pareja de círculos/elipses coloreadas, mientras el radar y la dirección donde se encuentra se marca por un punto y una flecha. Determinar qué tipo de estructura es la que predomina de acuerdo con esta clasificación: PC, Pura Convergencia; PD, Pura Divergencia; RC, Rotación Ciclónica pura; RA, Rotación Anticiclónica pura; DC, Divergencia Ciclónica; DA, Divergencia Anticiclónica; CC, Convergencia Ciclónica; y CA, Convergencia Anticiclónica.

Los resultados se pueden comprobar en la Fig. III.3.13f.

Aunque aquí solo se ha presentado un conjunto muy reducido de estructuras Doppler, y fáciles de interpretar, no es menos cierto que existe una gran variedad de ellas de muy difícil interpretación. Con objeto de dar unas reglas generales de fácil utilización cabría mencionar:

- Las estructuras de viento radial de tamaño relativamente reducido embebidas en estructuras convectivas con fuertes gradientes de viento radial en los datos de viento Doppler suelen estar ligadas a fenómenos potencialmente significativos en superficie y, en primera instancia, a vientos.
- La distancia al radar y el tamaño tridimensional de estas perturbaciones son elementos críticos, de forma que: las estructuras radiales convectivas cercanas al radar se van modificando a medida que nos alejamos de él (problema de resolución y ganancia de altura del haz con la distancia). Las estimaciones indirectas de vientos fuertes en superficie pasan ahora a un primer plano cuando estamos analizando estructuras situadas lejos del radar.

---

**III.3.4. Imagen de vigilancia y variables de entorno**

---

Resulta fundamental, en este caso, el disponer de la estructura del perfil vertical medioambiental del sondeo de la zona en cuestión ( $T$ ,  $T_d$  y WIN) para valorar la posibilidad de existencia de vientos fuertes en entornos de baja o débil cizalladura. Esto es tanto más importante en cuanto la convección que se desarrolla, o vaya a desarrollarse, es o sea de tipo "benigno".

*Imagen de Vigilancia:* VIL, junto con datos de la intensidad del viento medio o viento en 700 hPa. Útil, además para el tema del granizo. Viento Doppler para confirmar estructuras de viento ligadas a la convección potencialmente dañinas. Recuerde que localmente se pueden dar vientos fuertes con tormentas con VIL bajos (descendencias secas).

La detección de tornados pasa por el análisis de las imágenes/datos de velocidad del viento en modo Doppler. La interpretación subjetiva requiere bastante entrenamiento y pericia.

El STAP tratará de desarrollar y generar cartas analizadas y previstas del WINDEX que, junto con los datos de radar de reflectividad, podrían ser utilizadas como herramientas de vigilancia y predicción de vientos fuertes en superficie de origen no tornádicos.

## III.4. APLICACIÓN 2D: IDENTIFICACIÓN, SEGUIMIENTO Y EXTRAPOLACIÓN DE CÉLULAS RADAR

### III.4.1. Introducción

La razón de las aplicaciones 2D (3D) basadas en datos radar es buscar una ayuda objetiva en la toma de decisiones en situaciones de convección profunda.

En las Figuras III.4.1, III.4.2 y III.4.3 tenemos un ejemplo ilustrativo con salidas operativas gráficas en las que se pueden ver imágenes McIDAS a plena resolución (750 x 950 *pixels*) del 1 de junio de 1999 13:00 UTC del radar de Valladolid.

Los objetivos fundamentales de esta aplicación se pueden resumir en los siguientes puntos:

- Identificación, seguimiento, caracterización y extrapolación de células potencialmente convectivas vistas por radar, a nivel regional.
- Ejecución en entornos McIDAS previamente adaptados.
- Análisis utilizando datos de un solo radar en modo "NORMAL".

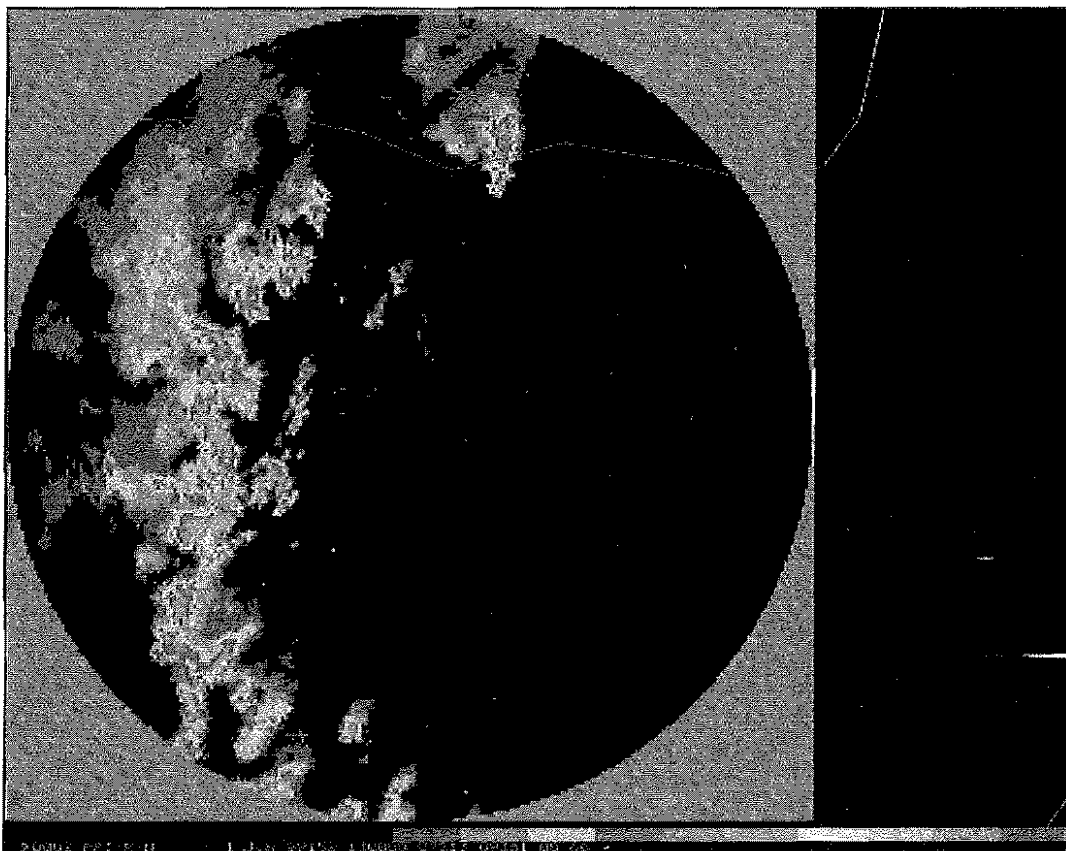


Figura III.4.1. Imagen PPI en McIDAS sin tratar.

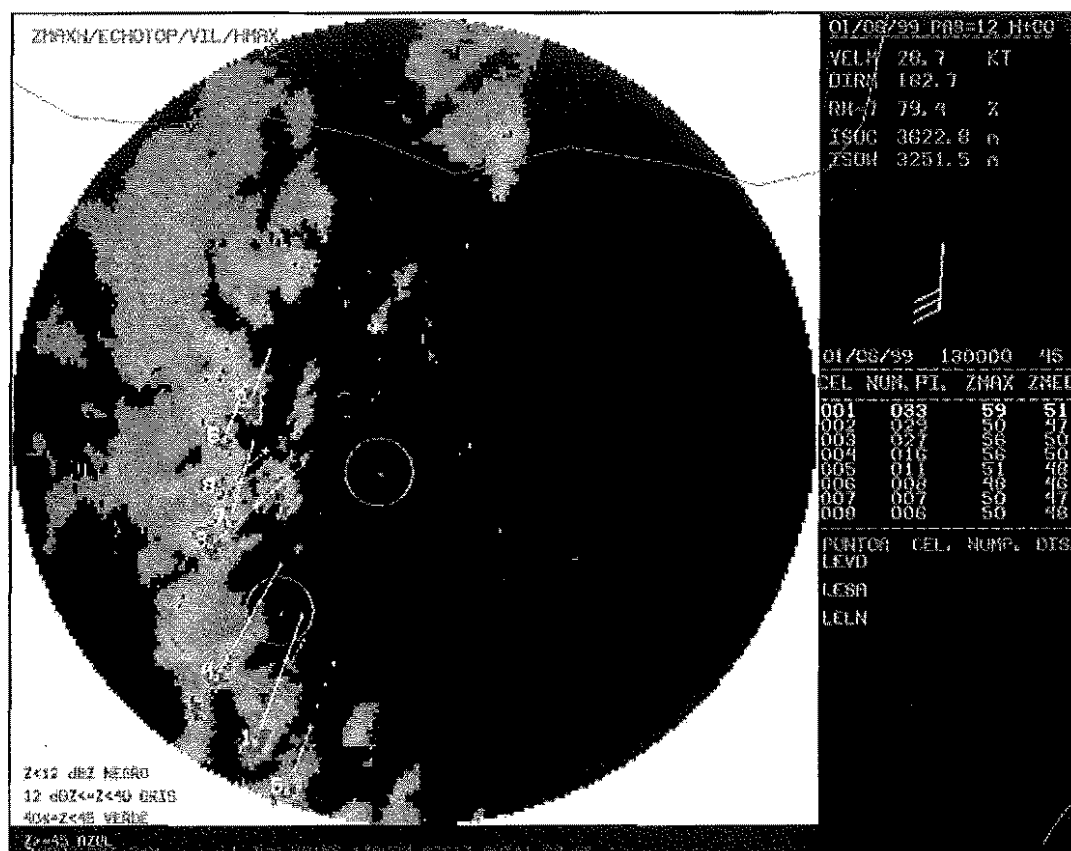


Figura III.4.2. Imagen PPI en McIDAS ya tratada: colores 9 y 15 en "OFF/apagados".

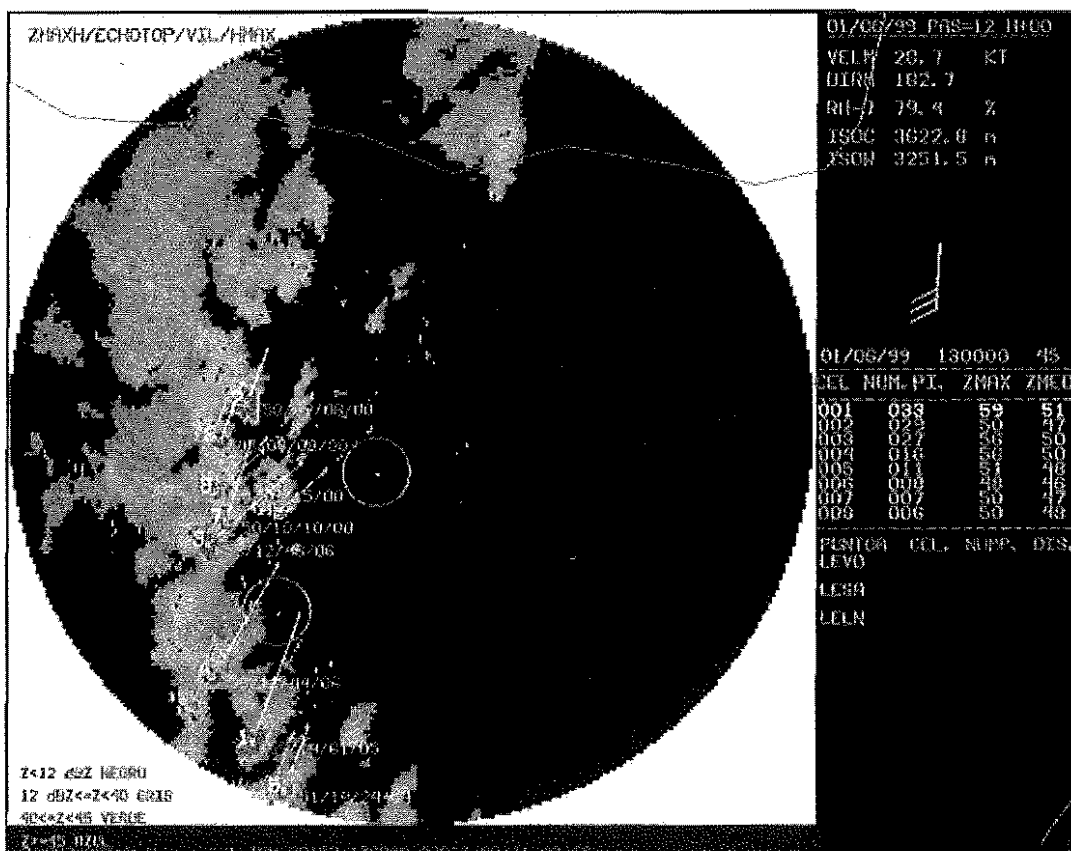


Figura III.4.3. Imagen PPI en McIDAS ya tratada: colores 9 y 15 en "ON/encendidos".

### III.4.2. Concepto de célula potencialmente convectiva vista por radar: objeto convectivo y propiedades

**Definición:** estructura compacta con altos valores de reflectividad ( $30 \leq Z \leq 70$  dBZ), respecto a su entorno, que presenta una buena continuidad espacial (bi y tridimensional) y temporal. Por defecto, la aplicación toma 45 dBZ. Un posible problema es que los ecos de tierra, no eliminados en origen, pueden ser tratados como células convectivas.

Un *objeto convectivo* es una estructura ideal y simplificada de una célula convectiva caracterizada por un conjunto de propiedades similares a la célula analizada y que es fácilmente manejable a nivel "informático":

- un punto o centroide;
- un círculo (centroide y radio equivalente);
- un rectángulo que inscriba a una célula;
- una elipse equivalente, etc.

En la Figura III.4.4 se ve gráficamente la diferencia entre estos dos conceptos.

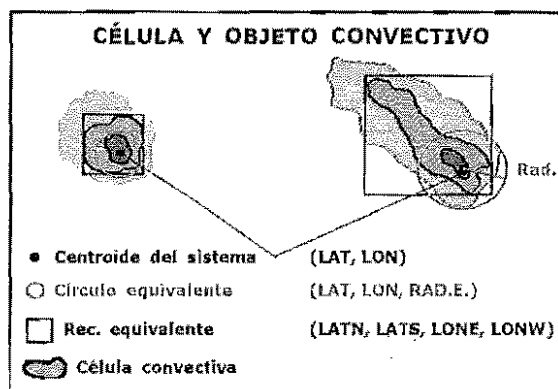


Figura III.4.4. Célula y objeto convectivo.

### III.4.3. Procedimiento operativo de carácter meteorológico: YENLACERADAR1

La aplicación básica ejecuta un conjunto de procesos, concatenados de manera lógica y equivalentes a los que haría el ser humano, pero efectuados de forma objetiva: YENLACERADAR1.

A) **GESTIÓN INTERNA DE FICHeros, ÁREAS, ETC.: YINICIO1**

B) **DETECCIÓN Y ANÁLISIS CELULAR: YIC1**

Permite detectar células convectivas y obtener sus propiedades más relevantes. Procedimiento de detección (2D): monoumbrales ( $Z$  umbral) aplicado a una imagen base, PPI ó CAPPI bajo mediante la técnica de segmentos conectados: en la Figura III.4.5 se puede ver un resumen gráfico de la misma.

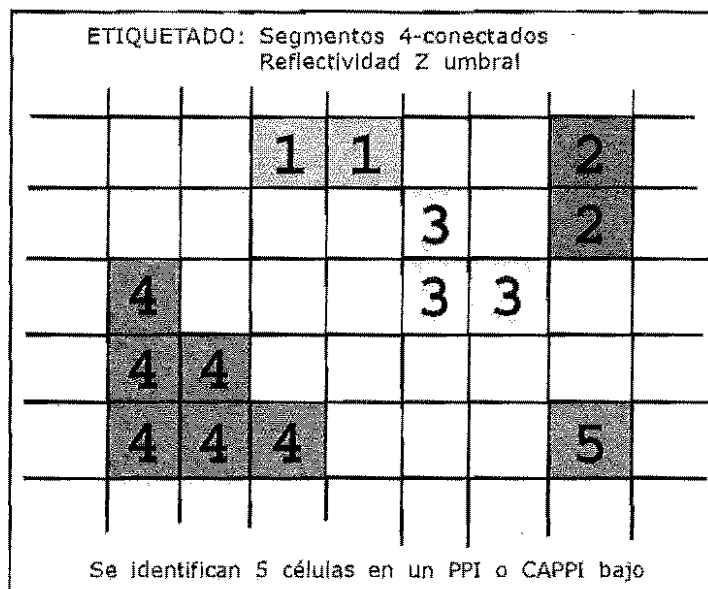


Figura III.4.5. Técnica de etiquetado por segmentos conectados

La información que se obtiene a partir de este análisis es la siguiente:

- Propiedades de la imagen base: número de píxeles de la célula,  $Z_{max}$ ,  $Z_{med}$ .
- Propiedades a nivel de célula 2D; en la Figura III.4.6 se ve un esquema de las propiedades celulares.
- Análisis en su vertical:  $Z_{MAXH}$ ,  $ECHOTOP$ ,  $VIL$  y  $HMAX$ . Se analizan los valores máximos y se atribuyen a la célula bidimensional, 2D.
- Generación de un objeto convectivo 2D-M con estas propiedades, en un instante  $t$ .
- Listado de Puntos Activos (PA) y pueblos próximos a las células.
- Avisos si fuera necesario.

En las figuras 7 a 10 se ve un ejemplo de un análisis celular.

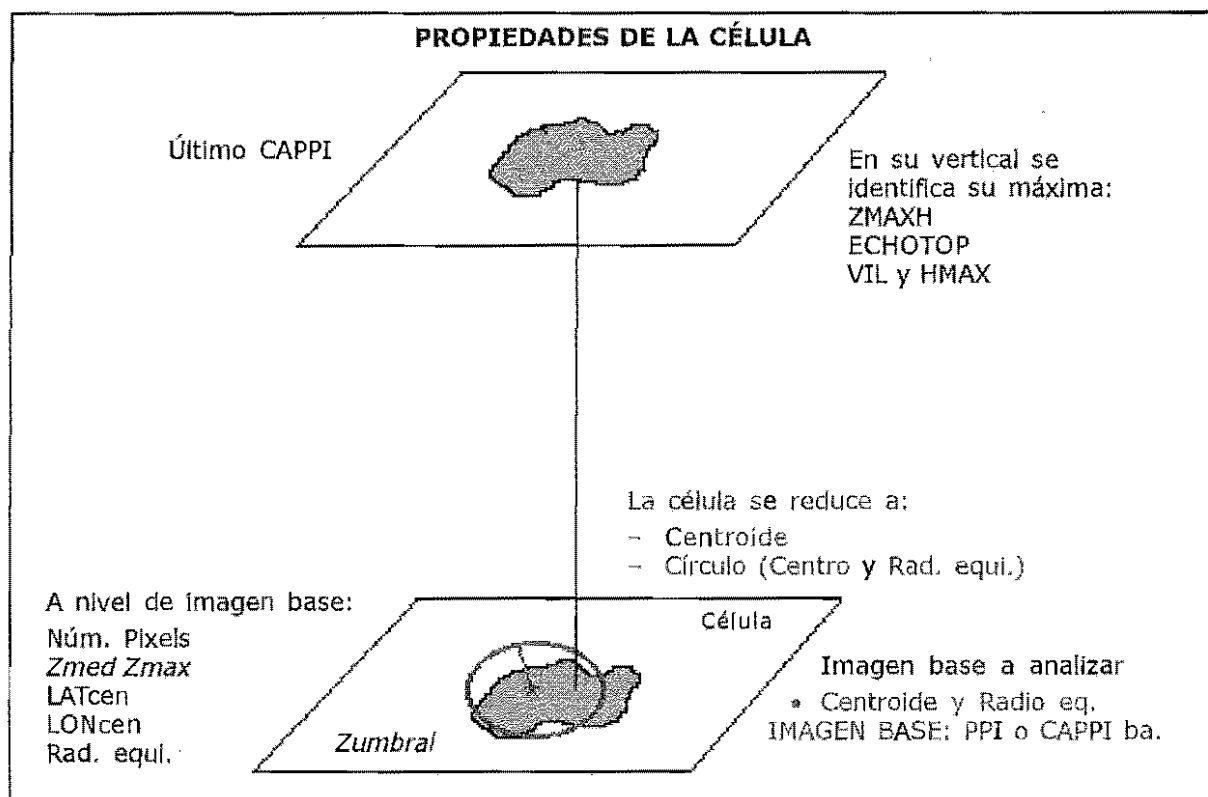
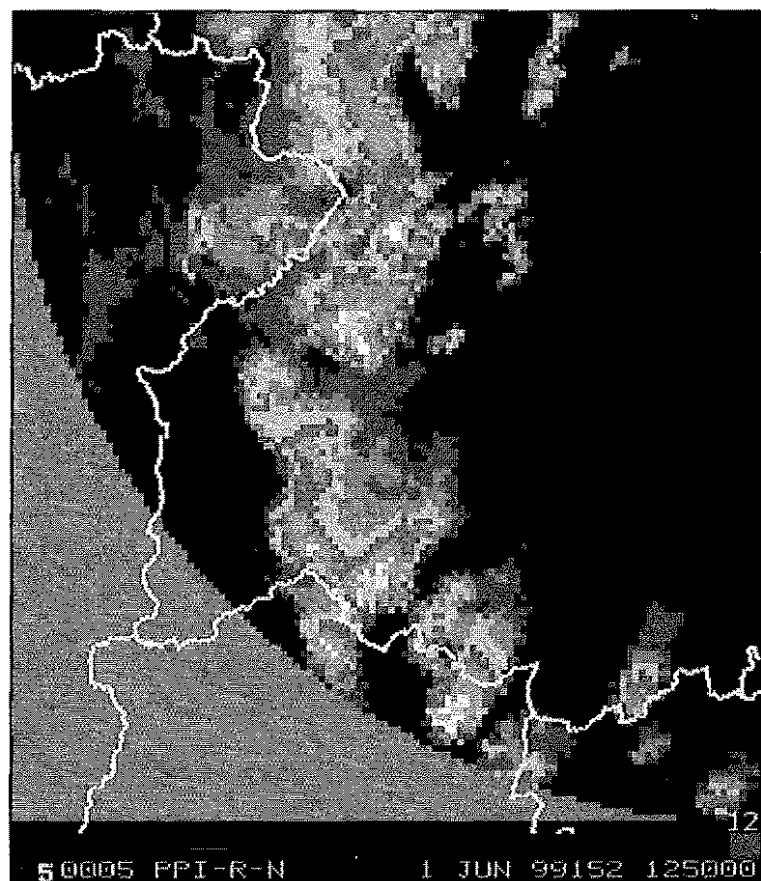


Figura III.4.6. Propiedades de las células.

Figura III.4.7. Detalle de una imagen estándar del PPI del radar de Valladolid, vista en McIDAS, para el día 1 de junio de 1999.





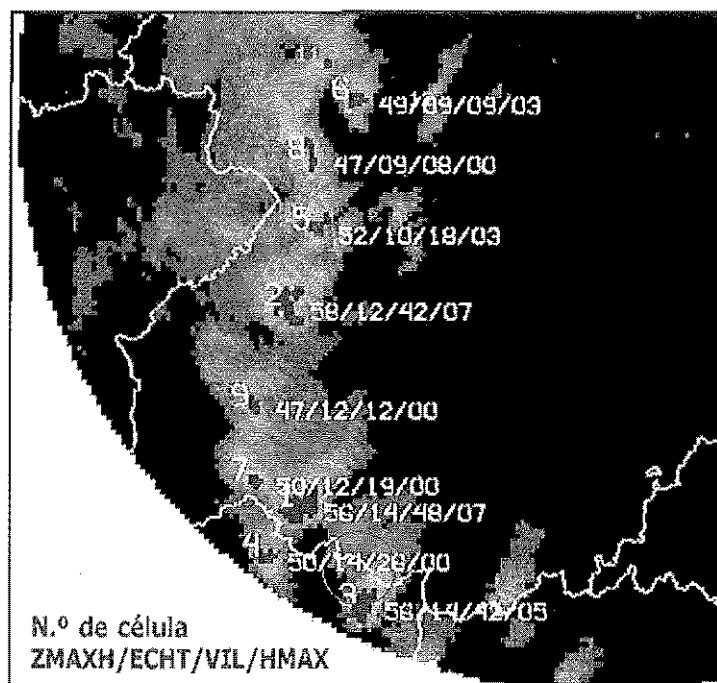


Figura III.4.8. Imagen realizada y analizada, vista en McIDAS, con reflectividades  $Z = 45$  dBZ en azul (detalle). El PA rodeado por un círculo en magenta es indicativo de que, al menos, una célula está o estará dentro de un radio de acción de preaviso. Las células consideradas "pequeñas" son marcadas y analizadas pero sus valores no aparecen en pantalla.

ANÁLISIS DE CÉLULAS CONVECTIVAS RADAR												Relación Z/R Convectiva	
Propiedades de la célula (2D)							Propiedades en la vertical						
ZUMB= 45		DÍA=1999152		HORA= 1250									
CEL.	NÚM. PIX	ZMAX	ZMED	LATC	LONG	RADIOE	ZMAXH	ECTOP	VIL	MAHX	PCP. MAX/MED		
1	38	55.6	49.7	40.5	6.0	7.0	55.6	14.4	48.3	6.6	44	20	
2	32	57.6	50.4	41.2	6.1	6.4	57.6	12.4	42.0	6.6	61	22	
3	24	55.6	49.7	40.1	5.6	5.5	55.6	14.4	41.8	4.6	46	20	
4	10	50.0	47.7	40.3	6.1	3.6	50.0	14.4	25.5	0.3	20	15	
5	8	52.0	49.7	41.5	6.0	3.2	52.0	10.4	18.0	2.6	27	20	
6	7	48.4	46.7	42.0	5.8	3.0	48.8	8.9	8.8	2.6	16	13	
7	6	50.4	48.1	40.5	6.2	2.8	50.4	12.4	18.5	0.3	22	16	
8	6	47.2	45.9	41.7	6.0	2.8	47.2	8.9	7.5	0.3	14	11	
9	6	46.4	46.0	40.8	6.2	2.8	46.8	12.4	12.3	0.3	12	11	
10	2	50.8	48.8	41.5	6.0	1.6	50.8	10.4	16.8	2.6	23	17	
11	1	46.0	46.0	42.1	6.0	1.1	46.0	7.9	4.0	0.3	11	11	
12	1	45.2	45.2	42.0	5.4	1.1	44.4	3.9	2.5	0.3	10	10	
13	1	45.2	45.2	41.8	6.1	1.1	45.2	8.9	5.0	0.3	10	10	

Figura III.4.9. Ejemplo de fichero de salida en formato texto.

McIDAS-X 7.5.00: stap5@nowsaf													
***** ANÁLISIS DE CÉLULAS RADAR *****													
FECHA Y HORA DE LA IMAGEN ANALIZADA 01/06/99 125000													
CEL.	NÚM. PIX	ZMAX	ZMED	LATC	LONG	RADIOE	ZMAXH	ECHTOP	VIL	HMAX	INT. PCP.	MAX/MED	
1	38	55.6	49.7	40.5	6.0	7.0	55.6	14.4	48.3	6.6	46	20	
2	32	57.6	50.4	41.2	6.1	6.4	57.6	12.4	42.0	6.6	61	22	
3	24	55.6	49.7	40.1	5.6	5.5	55.6	14.4	41.8	4.6	46	20	
4	10	50.0	47.7	40.3	6.1	3.6	50.0	14.4	25.5	0.3	20	15	
5	8	52.0	49.7	41.5	6.0	3.2	52.0	10.4	18.0	2.6	27	20	
6	7	48.4	46.7	42.0	5.8	3.0	48.8	7.9	8.8	0.3	16	13	
7	6	50.4	48.1	40.5	6.2	2.8	50.4	12.4	18.5	0.3	22	16	
8	6	47.2	45.9	41.7	6.0	2.8	47.2	8.9	7.5	0.3	14	11	
9	6	46.4	46.0	40.8	6.2	2.8	46.8	12.4	12.3	0.3	12	11	
10	2	50.8	48.8	41.5	6.0	1.6	50.8	10.4	16.8	2.6	23	17	
11	1	46.0	46.0	42.1	6.0	1.1	46.0	7.9	4.0	0.3	11	11	
12	1	45.2	45.2	42.0	5.4	1.1	44.4	3.9	2.5	0.3	10	10	
13	1	45.2	45.2	41.8	6.1	1.1	45.2	8.9	5.0	0.3	10	10	
----->>>>>> ATENCION													
SE DETECTAN CÉLULAS CON REFLECTIVIDADES MAYOR QUE 55 DBZ A LAS 12:50:00													
VER RESULTADO DEL ANÁLISIS DE LAS CÉLULAS CONVECTIVAS EN VENTANA DE TEXTO Num.=1													
From: Bodega-Satichao Date: 01 Jun 2000 10:50:28:11.0 To: 233410													

Figura III.4.10. Ejemplo de mensaje de aviso en pantalla McIDAS desde el módulo de análisis.

## c) SEGUIMIENTO Y EXTRAPOLACIÓN DE CÉLULAS: YTRACKING21

Consiste en la siguiente secuencia de procedimientos:

- Ordenación de los objetos por tamaños: objetos grandes y pequeños.
- Asignación y seguimiento de centroides en los instantes  $t$  y  $t - dt$ : radios de búsqueda.
- Consistencia de velocidad y dirección respecto a datos HIRLAM.
- Centroides no asignados: cercanos y alejados de los ya asignados.
- Centroides no asignados y asociados a convección poco profunda ( $echotop < 8$  km, extrapolación por viento medio) y profunda ( $echotop > 8$  km, extrapolación por modelo 70R30 ó 80R20). En la Figura III.4.11 se muestra esquemáticamente este proceso de asignación de centroides.
- Asignación de desplazamiento a una hora en tramos de 10 min. En las Figuras III.4.12 y III.4.13 se ven dos ejemplos de extrapolaciones, para los casos de convección profunda y no profunda, respectivamente.
- Desde el módulo de extrapolación se presentan en el terminal McIDAS salidas en pantalla sobre puntos activos y mensajes de aviso: véanse las Figuras III.4.14 y III.4.15.

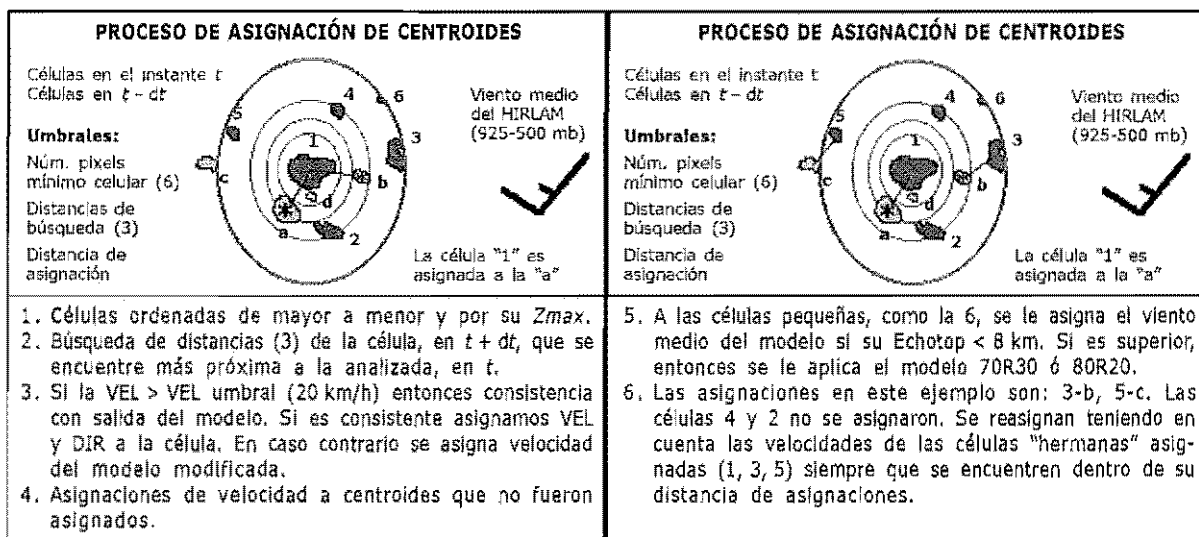


Figura III.4.11. Proceso de asignación de centroides.

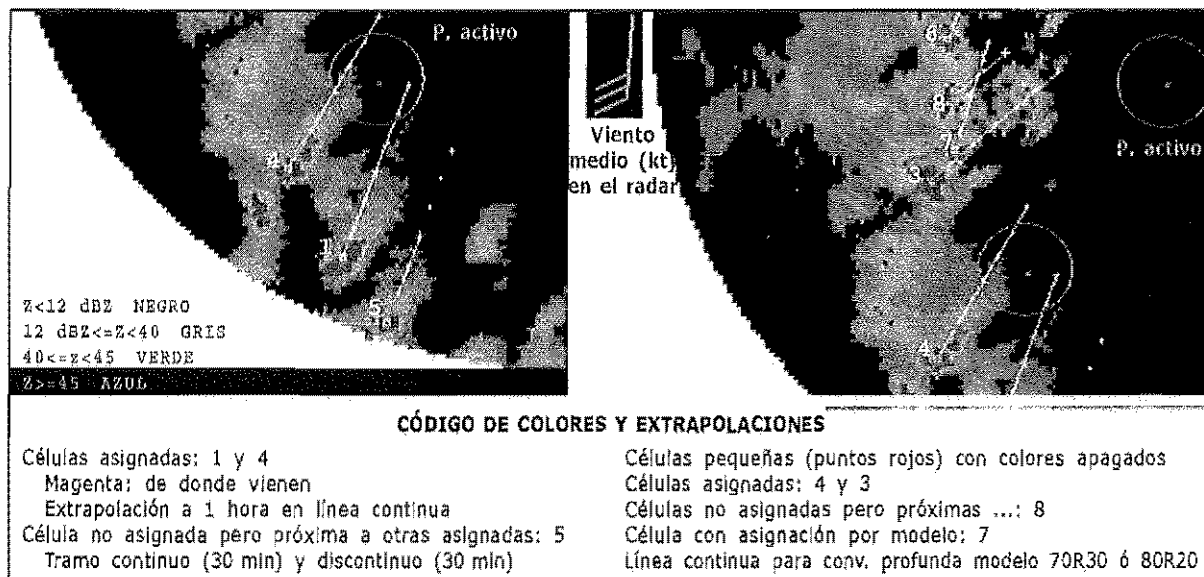


Figura III.4.12. Ejemplos de trayectorias para convección profunda.

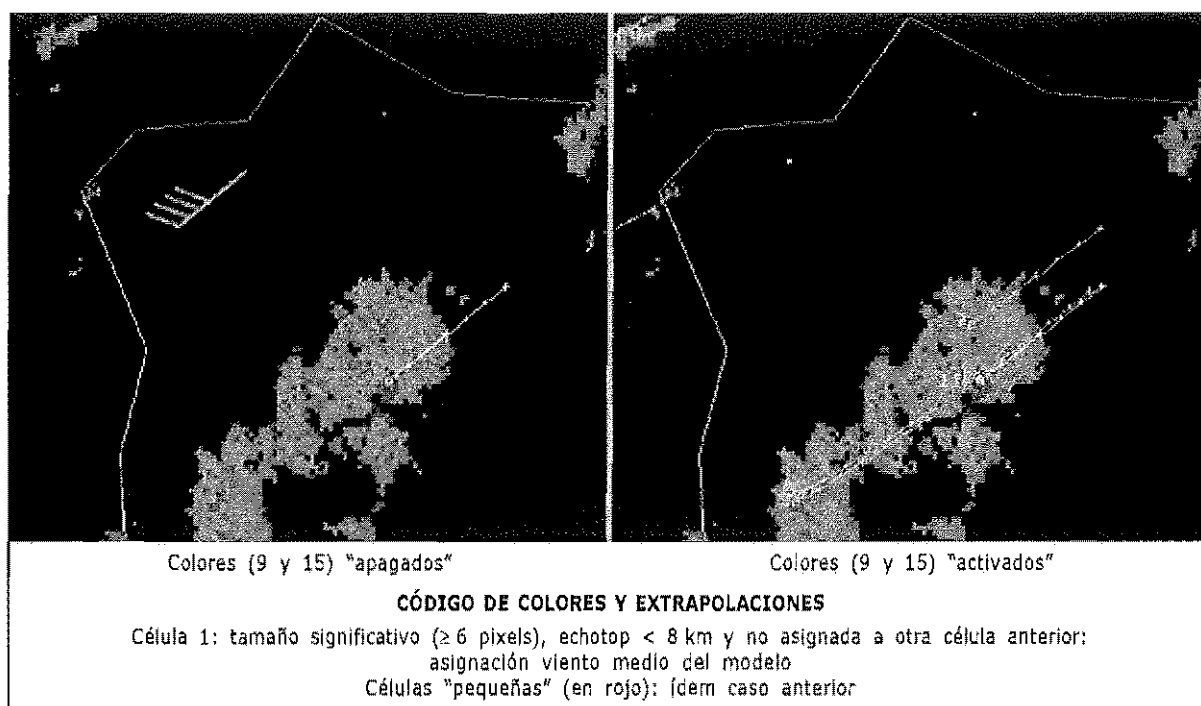


Figura III.4.13. Ejemplos de trayectorias para convección poco profunda.

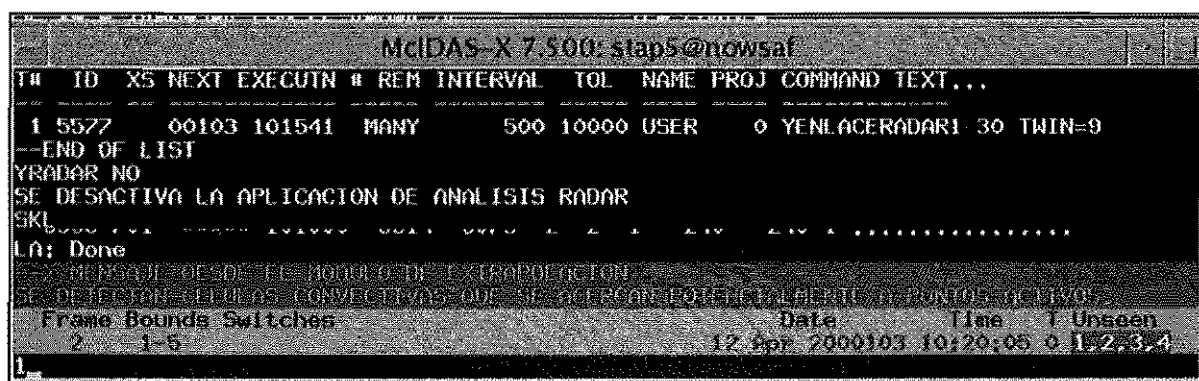


Figura III.4.14. Ejemplo de aviso en pantalla de terminal McIDAS.

ANÁLISIS DE PUNTOS ACTIVOS DEFINIDOS POR EL USUARIO							
-----							
ZUMBRAL=45	DÍA=1999152	HORA= 1250					
PUNTO AC.	DIS.	ACTIVA	CELL	ZMAX	DISTANCIA	RADIO_EFE.	DIS-RADE
-----							
Guijuelo	15.0		3	56	14.5	5.5	8.9
PREDICCIONES A UNA HORA							
Punto AC.	Distancia AC	Célula	Radio EF	Afectará (min)	Dejará de afectar (min)		
-----							
Salamanca	20.0						
		1	7.0	30			60
		4	3.6	50			60
		7	2.8	50			50
Fermosell	10.0						
Guijuelo	15.0						
		3	5.5	10			20

Figura III.4.15. Ejemplo de aviso en formato texto.

**d) DIAGNOSIS: YDIAGNOSIS21**

Permite analizar las propiedades de las células, a partir de los datos cuantitativos, y generar salidas en lenguaje claro como ficheros ASCII.

Los criterios clasificatorios son generales y fijos en esta primera versión, y están soportados, de una u otra forma, por la bibliografía. Los criterios aplicados se pueden ver en el Anexo I, aunque es posible que se revisen y/o mejoren en el futuro. Un ejemplo de los archivos generados en formato texto se puede ver en la Figura III.4.16.

----- DIAGNOSIS CELULAR -----							
DÍA Y HORA DE LA IMAGEN ACTUAL=01/06/99 125000							
DÍA Y HORA DE LA IMAGEN ANTER.=01/06/99 124000							
CÉLULAS QUE FUERON SEGUIDAS/ASIGNADAS DE UNA IMAGEN A OTRA							
CÉLULA/INICIAL	TIPO CEL.	DIAGNOS./N.B.	DIAGNOS./ALT.	PR	GRANIZO	MOVIMIENTO	
1 1	INTENSA	DEBILIT.	DEBILIT.	MUY	PROBA	MUY	RAPID
2 2	MUY INTENS	INTENSIFI	INTENSIFI	MUY	PROBA	MUY	RAPID
7 4	INTENSA	DEBILIT.	DEBILIT.	MUY	PROBA	MUY	RAPID
DIAGNOSIS SIMPLE: CÉLULAS QUE NO FUERON SEGUIDAS/ASIGNADAS DE UNA IMAGEN A OTRA							
CÉLULA/INICIAL	TIPO CEL.	DIAGNOS./N.B.	DIAGNOS./ALT.	PR	GRANIZO	MOVIMIENTO	
3 0	INTENSA			MUY	PROBA	MUY	RAPID
4 0	INTENSA			MUY	PROBA	MUY	RAPID
5 0	INTENSA			MUY	PROBA	MUY	RAPID
6 0	INTENSA			POCO	PROB	MUY	RAPID
8 0	INTENSA			POCO	PROB	NOR./NO S	
9 0	INTENSA			POCO	PROB	MUY	RAPID
10 0	INTENSA			MUY	PROBA	MUY	RAPID
11 0	INTENSA			POCO	PROB	MUY	RAPID

Fig. III.4.16. Ejemplo de salida de diagnosis simple en formato texto.

**e) VERIFICACIÓN: YVERIFICA1**

Permite establecer un grado objetivo de calidad de las extrapolaciones lineales cuando, en al menos tres ciclos, se han seguido y asignado centroides de forma sucesiva. Se determinan las distancias entre los centroides de una célula en el instante  $t$ ,  $t + 10$  y  $t + 30$ , y su asignada en  $t + 10$ ,  $t + 20$  y  $t + 40$ , así como sus valores normalizados respecto a la suma de sus radios equivalentes (véase la Figura 17). En la Figura 18 se puede ver un ejemplo de las salidas en formato texto.

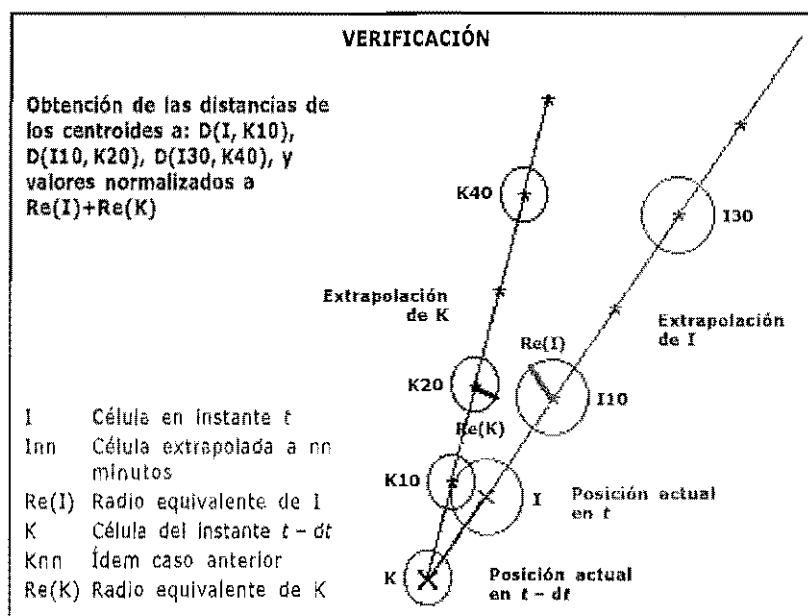


Figura III.4.17. Gráfico explicativo del proceso de verificación.



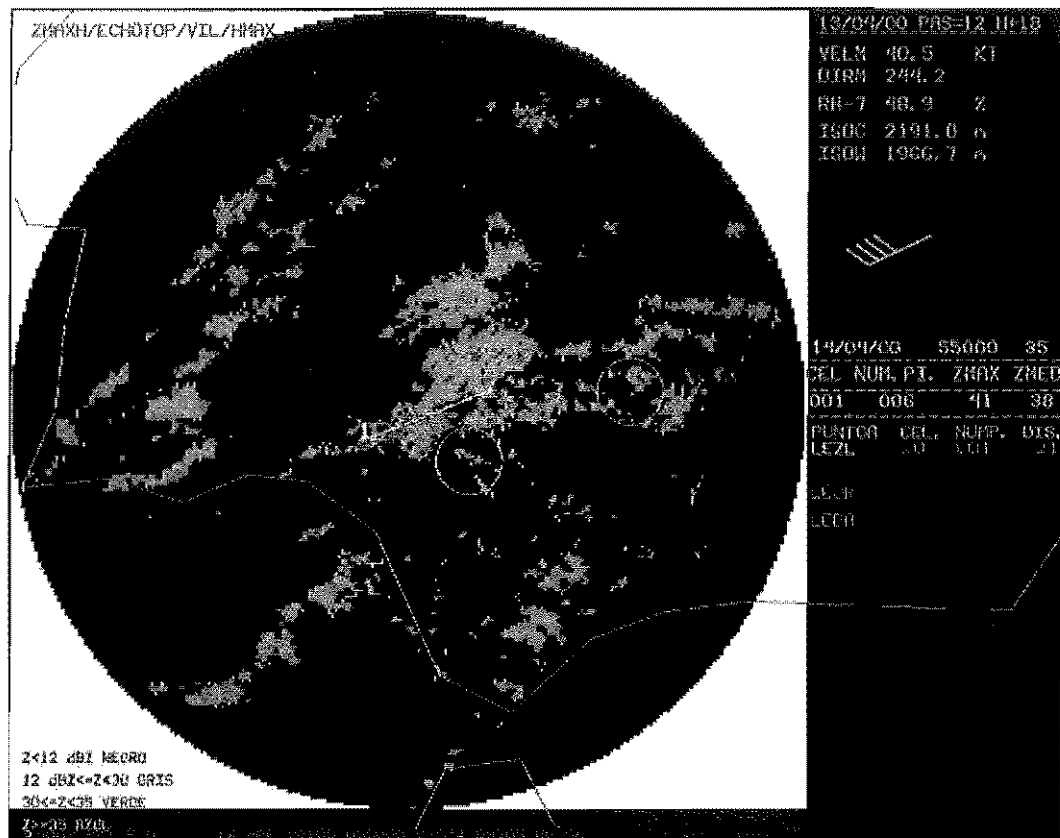
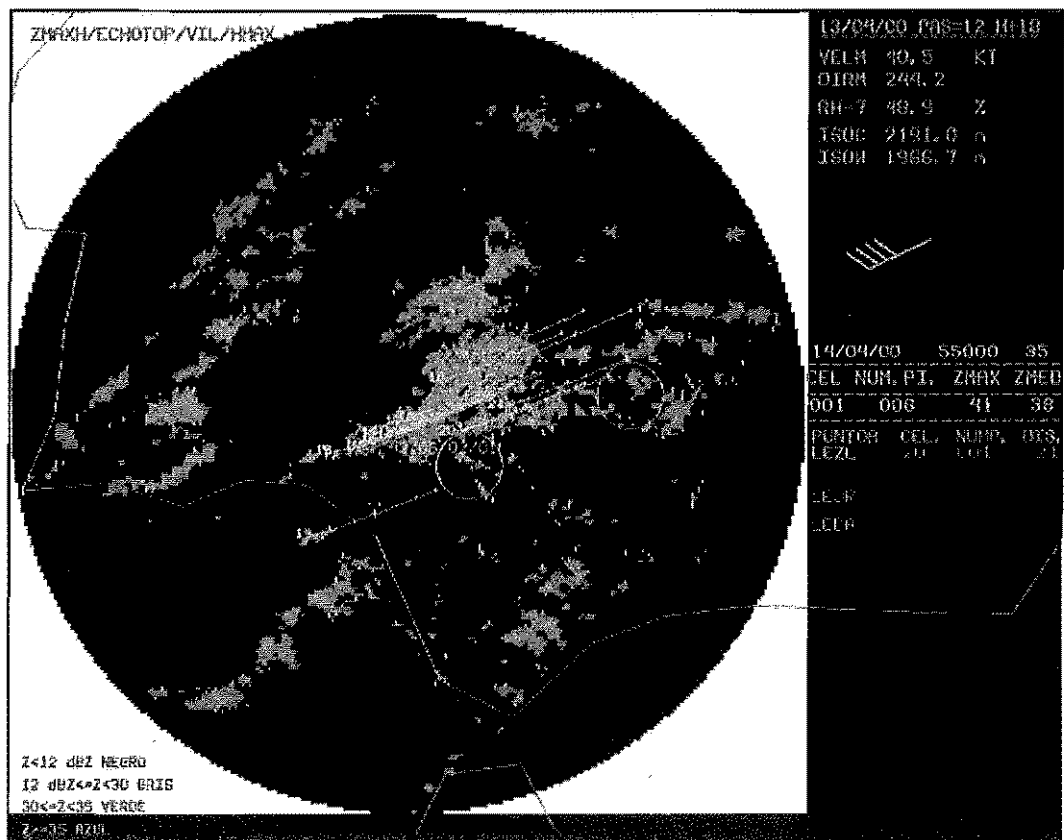


Figura III.4.20 (arriba). Ejemplo de convección poco profunda (< 8 km) y extrapolación por viento medio del estrato. Salida con células "pequeñas" con colores apagados (radar de Sevilla).

Figura III.4.21 (abajo). Ejemplo de convección poco profunda (< 8 km) y extrapolación por viento medio del estrato. Salida con células "pequeñas" con colores encendidos (radar de Sevilla).



**g) PROCESO DE ENVÍO A SERVIDORES LOCALES: MANDAWEBRADAR**

Cabe la posibilidad de que el usuario quiera enviar los ficheros generados (GIF, TXT) a un servidor para su posterior tratamiento en páginas web, casos de estudio, etc. Este proceso lo puede hacer con el *script* "mandawebradar". Este programa debe adaptarse a nivel regional pudiendo ser editado y modificado oportunamente. El *script* se manda desactivado y comentando en todas sus líneas, de manera que si se desea, puede ser fácilmente activado y adaptado.

**h) FICHEROS DE VARIABLES ADAPTABLES A NIVEL REGIONAL: FICHERO ACTIVO (FICHEROCONTROL1)**

El usuario puede definir tantos ficheros de control ("ficherocontrolxxxx") como a radares quiera acceder. Estos ficheros deberán estar adaptados a nivel regional. El STAP enviará los ficheros ASCII para cada uno de los radares. Solo uno podrá estar activo y ser usado por la aplicación ("ficherocontrol1"). El procedimiento copia, a petición, el fichero de control deseado al fichero activo de forma automática. Preste especial atención a los ficheros asociados a los radares de su cobertura de vigilancia ya que estos ficheros requieren su forzosa adaptación regional.

**i) INTEGRACIÓN DE LA APLICACIÓN EN EL MENÚ DE VIGILANCIA REGIONAL**

El STAP tratará de modificar el menú de vigilancia regional para hacer accesible y tratable parte de la información que genere la aplicación.

En las Figuras III.4.22, III.4.23 y III.4.24 se pueden ver ejemplos de las ventanas de menú que se pueden abrir y las acciones a tomar por la aplicación durante la Campaña de 2000.

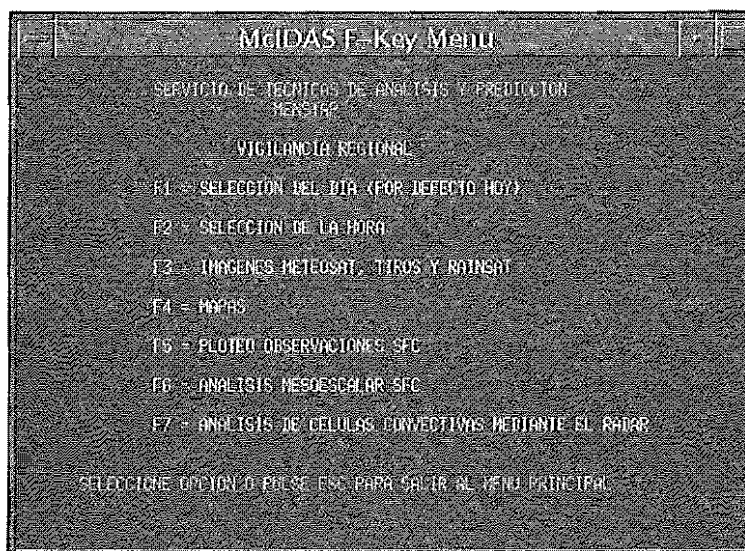


Figura III.4.22. Ventana de menú de vigilancia regional.

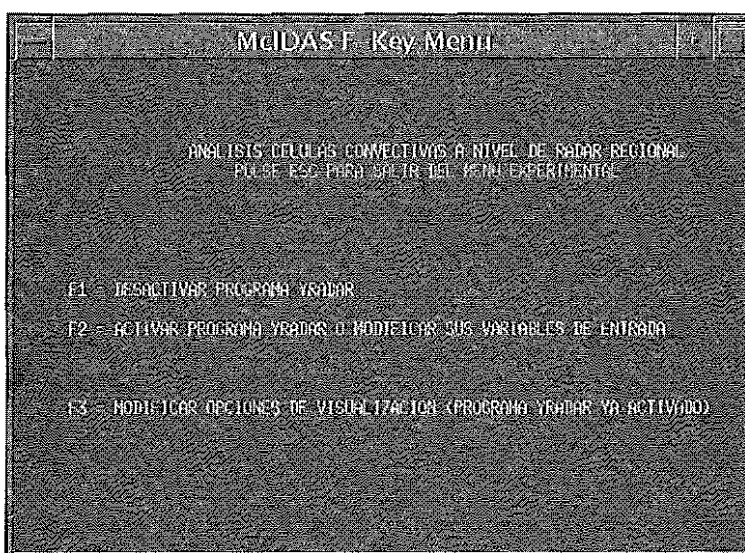


Figura III.4.23. Ventana de menú de análisis de células convectivas.

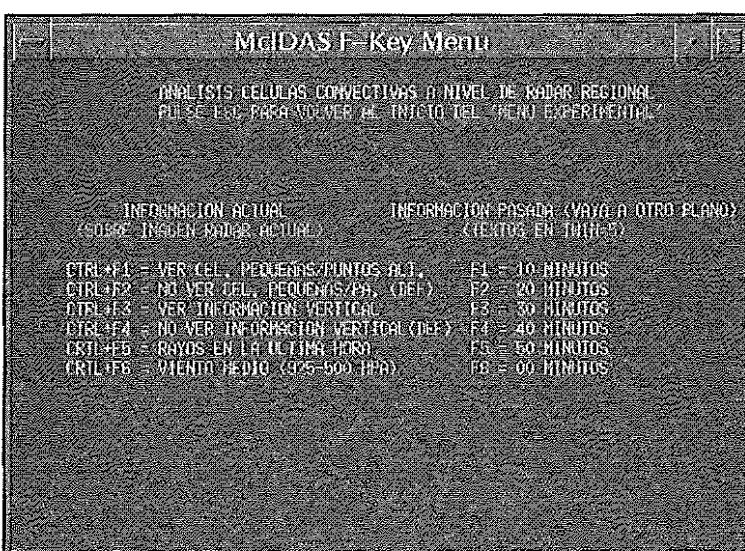


Figura III.4.24. Ventana de menú de opciones de visualización.



### III.4.4. Adaptación de la aplicación en la estación de trabajo de vigilancia y muy corto plazo

La aplicación requiere una mínima adaptación a nivel regional para que funcione correctamente y pueda ser utilizada con toda su potencialidad.

#### A) PROCEDIMIENTO DE GESTIÓN DE LA APLICACIÓN EN ENTORNO McIDAS: comando YRADAR

El usuario operativo es, en principio, transparente a la gran mayoría de los anteriores procesos, pero necesita controlar el cuándo, cómo y contra qué radar lo va a aplicar. Estas acciones las realiza el comando YRADAR a nivel regional. Las funciones principales son:

- Activar/desactivar la aplicación YENLACERADAR1 del *scheduler* del terminal.
- Modificar el umbral de trabajo y el radar al que se aplica el procedimiento.
- Borrar "contundentemente" TODOS los ficheros ASCII del subdirectorío de datos radar.

#### B) PROCESOS A REALIZAR ANTES DE EMPEZAR UNA SESIÓN DE TRABAJO

- Los programa ejecutables deben de estar en el *bin* del sistema, \$HOME/mcidas/bin: YRADAR, YENLACERADAR1, YIC1, YTRACKING21, YDIAGNOSIS21, YVERIFICA1 y el "mandawebradar" (adapte este último si lo desea). El fichero de ayuda del comando YRADAR en el subdirectorío "help" del sistema.
- Los ficheros de control básico ("ficherocontrolxxxx") de los radares deben estar en \$HOME/mcidas/data. Pero hay que adaptar a cada entorno de trabajo los radares de cada demarcación, puntos activos, etc. Salvar uno de ellos como "ficherocontrol1", que será usado por la aplicación, en primera instancia. Estos ficheros no se enviarán más, a menos que el usuario lo pida explícitamente.
- El programa McBASI, VIENTOMEDIO, debe de estar en \$HOME/mcidas/data.
- Debe existir un subdirectorío de trabajo para los datos radar (variable SUBDIRECT en el "ficherocontrol1"). Por defecto, es el subdirectorío /mdas/radar/.
- La variable de entorno MCPATH debe contener el subdirectorío anterior para poder visualizar los ficheros ASCII generados por la aplicación.

La UAM hará todas las copias de ficheros y algunas modificaciones oportunas automáticamente.

#### C) REQUERIMIENTOS OPERATIVOS EN LA SESIÓN McIDAS Y GENERACIÓN DE SALIDAS

La aplicación requiere, para su uso exclusivo, un conjunto de elementos que están definidos en el fichero de control activo:

- Un plano de imagen y un plano gráfico de al menos 750 x 950 *pixeles* (variable MIFRAME NN MM 00 en "ficherocontrolxxxx" que usted deberá de adaptar en algún plano libre). Se recomienda que MM = NN.
- Un *gridf* local (IGRIDF) que, en entorno distribuido, debe crearse como RADAR/GRID.1. El programa YRADAR lo crea por usted.
- 6 áreas locales de trabajo con un alias simple tal que se le puedan llamar por entorno distribuido como A.NNNN siendo NNNN el número del área local. Para ello se crea un nuevo *dataset* local cuyo nombre es MIMAQUINA/AREA y comprende las áreas 1-9999 y un alias asociado de A. El programa YRADAR lo crea por usted.
- El *gridf* 9999 es usado temporal y ocasionalmente por el programa VIENTOMEDIO como TMP/GRID.1, aunque no es de uso exclusivo.

La salida básica de la aplicación se realiza en el plano imagen y plano gráfico reservado previamente, con la imagen base radar analizada y magnificada 3 veces, controlado por la variable MIFRAME.

Parte de la información que se presenta en el plano gráfico está asociada a colores que se apagan al pasar unos segundos después de finalizar la ejecución del procedimiento, con objeto de no sobrecargar el gráfico y destacar así la información más útil. Con GU REST podemos restaurar automáticamente



todos los colores apagados. El color 9 se usa para identificar células "pequeñas" y el 15 para representar la información en la vertical de las células "grandes".

Se generan salidas en las pantallas de texto 0, 1, 2, 3, 4 y 9, que contienen la información que se resume en la tabla III.4.1. Un mensaje en rojo, en el borde inferior derecho, es la señal indicativa de que existe dicha información.

Número de pantalla de texto	Información que suministra
0	Ejecución de los prog. de control
1	Análisis celular: puntos activos, poblaciones del fichero McIDAS
2	Extrapolación
3	Diagnóstico
4	Verificación
5	Futura salida del menú de vigilancia aplicado al radar
9	Información de los subprocedimientos, YIC1, YTRACKING21, ...

Tabla III.4.1. Salidas en las pantallas de texto.

Además se generan y se salvan una serie de ficheros para su uso posterior. La mayoría son ficheros ASCII, que se guardan en el subdirectorio de trabajo radar y en \$HOME/mcidas/data. Parte de la información en pantalla va a un conjunto de ficheros de texto que el programa utiliza y que posteriormente se presentan en pantalla, archivándose para su uso posterior. Sus localizaciones y formatos son:

• En el subdirectorio radar de trabajo:

1. CCYYDDD.LOG, fichero donde se guarda e informa de cómo se ejecutaron los procesos de la aplicación a lo largo del día. Uno por día. Útil para el control de la aplicación y de sus subprocesos. CCYYDDD representa el día de trabajo. No se borran cíclicamente.
2. DDDHHMMXX, donde XX puede tomar los valores de AN (con información del análisis), DI (diagnóstico), PA (puntos activos), FR (predicción). Son ficheros donde se almacenan los análisis, extrapolaciones, diagnóstico, etc. Útiles para estudios climatológicos posteriores. Se generan por días, horas y minutos. No se borran cíclicamente.
3. HHMMXX. Ficheros equivalentes a los anteriores pero solo de las últimas 24 horas y con cabeceras que los hacen fácilmente "entendibles". Sus presentaciones son las mismas que las salidas en pantalla de texto McIDAS. Se van actualizando cíclicamente cada 24 horas.

• En el \$HOME/mcidas/data:

1. Las imágenes básicas analizadas se archivan en \$HOME/mcidas/data en formato GIF. Su uso puede ser útil para realizar casos de estudio, páginas web, etc. Se actualizan cada 24 horas.
2. Ficheros HHMMXX.TXT. Son los mismos que los HHMMXX. Se actualizan cada 24 horas.
3. Ficheros RAREN.PIX asociados a los planos virtuales de las últimas 6 imágenes. En el nombre genérico de estos planos virtuales, RAREN.PIX, tenemos N = 0, 1, 2, 3, 4, 5. Con el comando RVF podemos recuperar las 6 últimas imágenes analizadas con los colores tal y como se salvaron. La ventana del menú regional radar, que vemos en la Figura III.4.25, podrá gestionarlos en el futuro.

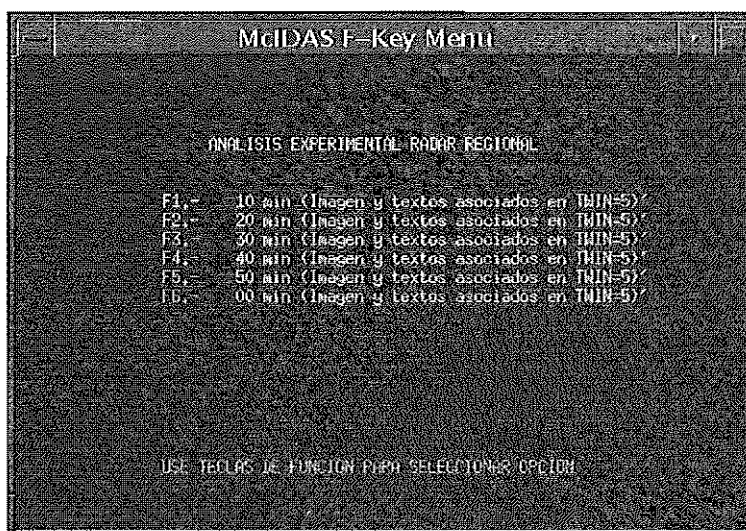


Figura III.4.25. Menú regional radar.

**D) GESTIÓN DE LOS FICHEROS GENERADOS POR EL PROCEDIMIENTO**

Los ficheros que no se borran cíclicamente, situados en el subdirectorío de trabajo de datos radar (por defecto, el subdirectorío /mdas/radar) deben ser gestionados, en primera instancia, por el usuario regional. Su no borrado podría generar problemas no deseados en la estación de trabajo.

El STAP y la UAM tratarán de establecer los procedimientos mínimos para un borrado periódico, por ejemplo, borrar los ficheros de más de 7 días de antigüedad.

---

**III.4.5. Trabajando en entornos operativos (a nivel de comando)**

---

Supongamos que estamos trabajando en el GPV de Valencia y que se han adaptado los ficheros de control del radar de Valencia ("ficherocontrolvale") y el de Murcia ("ficherocontrolmurc"). El predictor no sabe qué fichero de control está activo ("ficherocontrol1"). Se espera convección significativa.

- Activación de la aplicación por primera vez (o después de un período muy largo en que ha estado desactivada):

YRADAR SI 40 MOD,SI FIC,VALE

*Comentario:* Se activa el procedimiento con un umbral de reflectividad de 40 dBZ. Se ejecuta el programa de carga de *grids* necesarios del HIRLAM (MOD,SI) sobre el radar de Valencia (FIC,VALE) y su fichero de control ("ficherocontrolvale") pasa a ser el activo ("ficherocontrol1"). El *scheduler* del terminal se activa con el identificativo ID = 5577 y se lanza el procedimiento de análisis cada 5 minutos hasta que se desactive la aplicación.

- Modificación de umbral de trabajo una vez activada la aplicación:

YRADAR SI 45

*Comentario:* Se ha desatado la convección de forma llamativa con valores de *Zmax* que superan con creces los 40 dBZ y el predictor decide cambiar el umbral de trabajo a partir de un momento determinado pasando a 45 dBZ. La aplicación ya estaba funcionando y no es necesario optar por MOD,SI.

- Modificación del Radar de trabajo una vez activada la aplicación:

YRADAR SI 45 FIC,MURC

*Comentario:* La convección es muy intensa en la zona cubierta por el radar de Murcia y se decide modificar el radar de trabajo. Cambia el fichero de control activo de Valencia al de Murcia (FIC,MUR) con 45 dBZ como umbral de análisis de partida.

- Desactivación de la aplicación:

YRADAR NO (BOR,SI)

*Comentario:* Ha cesado completamente la actividad convectiva y no se esperan más focos tormentosos durante un período muy largo. Según las normas internas de uso de la aplicación, que alguien deberá decidir, la aplicación se para y se borra del *scheduler* del sistema. Si además es necesario borrar ciertos ficheros de texto del subdirectorío radar entonces se activa la opción BOR,SI. Nótese que el "ficherocontrol1" por defecto, que ha quedado para una futura activación de la aplicación, es el de Murcia: el último que estuvo activo.

- Futuras mejoras: adaptación en el Menú regional.

---

**III.4.6. Anexos**

---

**Anexo I: Tabla con los criterios de diagnóstico utilizados**

En la primera versión de la aplicación se daba el mismo "peso" al ZMAXH que al VIL en ciertos criterios de diagnóstico celular. Durante el mes de mayo se realizó una revisión de algunos de los criterios empleados donde podría intervenir el VIL, sobre todo en aquellos que puedan dar lugar a fenómenos

de más impacto en superficie: granizo y viento fuerte. En este sentido, y para el caso de la convección profunda, se ha reforzado el peso específico del VIL y de la densidad de VIL, apareciendo mensajes de aviso si se superan los  $40 \text{ kg m}^{-2}$  para el VIL y las 3 unidades para la densidad de VIL.

Junto a los criterios clasificatorios anteriores se dispone de una información adicional al final de los listados en la pantalla de texto 3. En ellos se hace referencia a las células cuya densidad de VIL sea superior a 1,5 ó cuyas rachas máximas no tornádicas estimadas en superficie superen los 50 km/h.

Si, además, la densidad de VIL supera las 3 unidades, entonces aparece en el listado una estimación de la probabilidad de alcanzar granizo de tamaño significativo (diámetro  $\geq 19 \text{ mm}$ ). Estos añadidos no aparecerán en los ficheros de texto asociados a la diagnosis, por lo que estarán disponibles solo en la pantalla de texto 3.

Estos son los umbrales adoptados en el módulo de "Diagnosis simple" para clasificar cada célula y sus posibles efectos en superficie:

**TIPO DE CELULA** — (según el ZMAX celular de la imagen base analizada)

- DÉBIL:  $30 \leq \text{ZMAX} < 40 \text{ dBZ}$
- MODERADA:  $40 \leq \text{ZMAX} < 45 \text{ dBZ}$
- INTENSA:  $45 \leq \text{ZMAX} < 50 \text{ dBZ}$
- MUY INTENSA:  $50 \leq \text{ZMAX} < 55 \text{ dBZ}$
- EXT. INTENSA:  $\text{ZMAX} \geq 55 \text{ dBZ}$

**PROBABILIDAD DE GRANIZO** — (según su ZMAX, ZMAXH y VIL)

- MUY PROBABLE: SI  $\text{ZMAX} > 55 \text{ dBZ}$  ó  $\text{ZMAXH} \geq 50 \text{ dBZ}$  ó  $\text{VIL} \geq 50 \text{ kg m}^{-2}$
- MUY PROBABLE: SI  $50 \leq \text{ZMAX} < 55 \text{ dBZ}$  y  $\text{VAR}(\text{ZMAX}) > 0$
- MUY PROBABLE: SI  $40 \leq \text{VIL} < 50 \text{ dBZ}$  y  $\text{VAR}(\text{VIL}) > 0$
- MUY PROBABLE: SI  $45 \leq \text{ZMAXH} < 50 \text{ dBZ}$  y  $\text{VAR}(\text{ZMAXH}) > 0$  y  $\text{VAR}(\text{VIL}) > 0$
- PROBABLE: SI  $30 \leq \text{VIL} < 50 \text{ kg m}^{-2}$
- PROBABLE: SI  $50 \leq \text{ZMAX} < 55 \text{ dBZ}$
- PROBABLE: SI  $45 \leq \text{ZMAX} < 50 \text{ dBZ}$  y  $\text{VAR}(\text{ZMAX}) > 0$  y  $\text{VAR}(\text{VIL}) > 0$
- PROBABLE: SI  $40 \leq \text{ZMAXH} < 45 \text{ dBZ}$  y  $\text{VAR}(\text{ZMAXH}) > 0$  y  $\text{VAR}(\text{VIL}) > 0$
- PROBABLE: SI  $25 \leq \text{VIL} < 30 \text{ kg m}^{-2}$  y  $\text{VAR}(\text{VIL}) > 0$  ó  $\text{VAR}(\text{ZMAXH}) > 0$
- PROBABLE: SI  $15 \leq \text{VIL} < 25 \text{ kg m}^{-2}$  y  $\text{VAR}(\text{VIL}) > 0$  y  $\text{VAR}(\text{ZMAXH}) > 0$
- POCO PROBABLE: RESTO DE LOS CASOS

(VAR significa incremento o variación temporal de un parámetro)

**MOVIMIENTO CELULAR** — (según módulo de la VELOCIDAD, en km/h)

- CUASISTACIONARIO:  $\text{VEL} \leq 10 \text{ km/h}$
- MOVIMIENTO LENTO:  $10 < \text{VEL} \leq 20 \text{ km/h}$
- NORMAL/NO SIGNIFICATIVO:  $20 < \text{VEL} \leq 40 \text{ km/h}$
- RÁPIDO:  $40 \leq \text{VEL} < 50 \text{ km/h}$
- MUY RÁPIDO:  $\text{VEL} = 50 \text{ km/h}$

**EVOLUCIÓN TEMPORAL CELULAR EN NIVEL BASE** — (según las variaciones temporales de NUMPIX, ZMAX y ZMED en la imagen base analizada y solo para células seguidas en dos instantes)

- INTENSIFICÁNDOSE RÁPIDAMENTE: SI  $\text{VAR}(\text{ZMAX}) > 0 \text{ dBZ}$  y  $\text{VAR}(\text{NUMPIX}) > 0$  y  $\text{VAR}(\text{ZMED}) > 0$
- INTENSIFICÁNDOSE: SI  $\text{VAR}(\text{NUMPIX}) > 0$  y ( $\text{VAR}(\text{ZMED}) > 0 \text{ dBZ}$  ó  $\text{VAR}(\text{ZMAX}) > 0$ )
- DEBILITÁNDOSE RÁPIDAMENTE: SI  $\text{VAR}(\text{NUMPIX}) < 0$  y  $\text{VAR}(\text{ZMED}) < 0 \text{ dBZ}$  y  $\text{VAR}(\text{ZMAX}) < 0 \text{ dBZ}$
- DEBILITÁNDOSE:  $\text{VAR}(\text{NUMPIX}) < 0$  y ( $\text{VAR}(\text{ZMED}) < 0$  ó  $\text{VAR}(\text{ZMAX}) < 0$ )
- SIN CAMBIOS APARENTES: RESTO DE LOS CASOS

**EVOLUCIÓN TEMPORAL CELULAR EN NIVELES ALTOS** — (según las variaciones temporales de ZMAXH, VIL y ECHOTOP en la vertical, solo para células seguidas en dos instantes)

- INTENSIFICÁNDOSE RÁPIDAMENTE: SI  $\text{VAR}(\text{ZMAXH}) > 0$  y  $\text{VAR}(\text{VIL}) > 0$  y  $\text{VAR}(\text{ECHOTOP}) > 0$
- INTENSIFICÁNDOSE: SI  $\text{VAR}(\text{ZMAXH}) > 0$  ó  $\text{VAR}(\text{VIL}) > 0$
- DEBILITÁNDOSE: SI  $\text{VAR}(\text{ZMAXH}) < 0$  y  $\text{VAR}(\text{VIL}) < 0$
- DEBILITÁNDOSE RÁPIDAMENTE: SI  $\text{VAR}(\text{ZMAXH}) < 0$  y  $\text{VAR}(\text{VIL}) < 0$  y  $\text{VAR}(\text{ECHOTOP}) < 0$
- SIN CAMBIOS APARENTES: RESTO DE LOS CASOS

## **Anexo II: Manuales "on-line"**

Se encuentran disponibles en la intranet del INM los siguientes manuales sobre esta aplicación:

- Guía de instalación de la aplicación.
- Guía de descripción de los procedimientos.

## **Anexo III: Posibles vías de desarrollos futuros**

A partir de este punto la ampliación y mejora de esta aplicación podría enfocarse en uno o varios de los puntos siguientes:

- Procedimiento 3D
- Mejora de los módulos de diagnóstico y predicción a muy corto plazo
- Módulo de granizo
- Módulo aeronáutico
- Módulo de tendencia convectiva: integración con más datos de teledetección
- Módulo de persistencia horaria y trihoraria
- Módulo de generación automática e interactiva de mensajes y avisos convectivos
- Módulo de análisis de viento Doppler: detección de mesociclones

## III.5. APLICACIÓN 3D: IDENTIFICACIÓN, SEGUIMIENTO Y EXTRAPOLACIÓN DE CÉLULAS RADAR

### III.5.1. Introducción

Durante el verano de 2000 ha estado operativa, tanto en el CNP como en los GPV, la herramienta de identificación de células convectivas radar en 2 dimensiones 2D (véase el módulo *Aplicación 2D de identificación, caracterización, seguimiento y extrapolación de células radar*). Este programa identifica las células, para un instante dado, en un solo nivel (PPI) y para un umbral de reflectividad determinado. Paralelamente, el STAP ha venido desarrollando una programa de identificación, seguimiento y extrapolación 3D (3 dimensiones), similar al anterior, pero que trabaja con los datos aportados por todo el volumen cartesiano en modo normal.

La definición de célula convectiva 3D es similar a la utilizada en el 2D, pero ampliada a 3 dimensiones: "Estructura compacta tridimensional, con altos valores de reflectividad (mayores de 30 dBZ y menores de 70 dBZ) respecto a su entorno".

La continuidad temporal de este tipo de estructuras es esencial a la hora del estudio de su ciclo de vida; sin embargo, se puede dar el caso de que se identifique una célula 3D en una imagen y en la siguiente ya no aparezca. Por ello no incluimos la continuidad temporal en la definición de célula 3D, aunque sea una característica fundamental a la hora de estudiar su evolución.

Al igual que para el 2D, las propiedades de las células se asignan a un punto, llamado centroide, cuya localización se calcula teniendo en cuenta las reflectividades, la extensión de los objetos detectados en cada CAPPI y el espesor en la vertical de la célula. Al tener en cuenta estas características, que no se pueden calcular con el 2D, el centroide representará de forma más adecuada la estructura convectiva. Al igual que en el 2D, también se calcula el movimiento pasado (a través del seguimiento o *tracking*) y futuro (a través de la extrapolación) del centroide, aunque difieren los métodos empleados para el cálculo. Propiedades como el VIL o ECHOTOP se obtienen de forma automática en el programa 3D, ya que todos los valores necesarios para su cálculo son accesibles al trabajar con los 12 CAPPI.

Las dos diferencias fundamentales con el procedimiento 2D son:

- En el 2D se elige previamente un umbral de reflectividad, en el 3D se utilizan 7 umbrales fijos, desde 30 dBZ hasta 60 dBZ. El nuevo procedimiento, por tanto, puede detectar mayor número de células, bien con reflectividades menores al umbral fijado en el 2D, o mayores, ya que tiene la posibilidad de identificar varias células donde el 2D es capaz de detectar una.
- El 2D solamente analiza un nivel (PPI), el 3D analiza los 12 CAPPI disponibles del modo normal, con el fin de dar el carácter tridimensional a las células. También de esta forma se identifican más células, ya que pueden existir estructuras a diferentes niveles del PPI utilizado en el 2D.

Sin embargo, analizar nuevos umbrales de reflectividad y 12 imágenes en lugar de una, revierte en un mayor tiempo de ejecución del programa, ya que son necesarios 84 barridos (7 umbrales de reflectividad  $\times$  12 CAPPI) de una misma imagen frente a uno del 2D. Este exceso de tiempo es importante sobre todo a la hora de llevarlo a la operatividad diaria, donde la frecuencia de las imágenes es de 10 min, y debe ejecutarse al mismo tiempo que otros programas del entorno McIDAS.

Dada la gran cantidad de células que se pueden detectar con el procedimiento 3D, este selecciona de forma automática las que tienen mayor señal radar y superan una determinada extensión horizontal (24 km<sup>2</sup>) y vertical (espesor de al menos 2 CAPPI). Las células de menor señal radar no se excluyen,

sino que quedan representadas por las más activas. Supongamos un sistema nuboso de origen convectivo, en el que pueden existir varias regiones activas: el programa es capaz de detectar cada una de las células embebidas dentro del conjunto del sistema y representar cada una de ellas con su centroide. La atención del predictor quedará focalizada en todo momento en la parte potencialmente más activa, desde el punto de vista radar, de la estructura nubosa. Es por ello que este procedimiento está diseñado para la identificación de convección profunda y no de grandes áreas de precipitación estratiforme, en el que no sería adecuado la representación de toda el área prácticamente homogénea, con un centroide.

La aplicación se ha estructurado en forma de módulos independientes, de los que actualmente hay diseñados tres: identificación, seguimiento o *tracking* y extrapolación. En el futuro se desarrollarán nuevos módulos como el de "tendencia convectiva", en el que se incluirán diagnósticos relativos a la evolución del sistema o ciclo de vida, "identificación del granizo" e "identificación de estructuras", en el que se asignará una forma a cada una de las células identificadas. Todos ellos se irán añadiendo también como módulos independientes.

Gran parte del diseño de la aplicación está basada en la metodología empleada por el algoritmo SCIT (*Storm Cell Identification and Tracking*) que se utiliza actualmente en la red de radares Doppler WSR-88D (*Weather Surveillance Radar-1988 Doppler*) de EEUU. De igual forma se han introducido, y se introducirán, mejoras aprovechando la experiencia obtenida con el procedimiento 2D.

### III.5.2. Identificación

---

#### Definición

Consiste en la detección automática de las células que existen en un volumen de datos radar, a las que se caracterizará con un conjunto de propiedades. Cada una de las estructuras que se identifiquen inicialmente, deberán superar un conjunto de umbrales para ser finalmente consideradas como células 3D.

#### Método utilizado

El procedimiento tiene dos partes principales:

- *Identificación de las células en 2 dimensiones (2D)*, por el que se obtienen los objetos en cada CAPPI. Este paso es similar al del procedimiento 2D, salvo que se realiza para 7 umbrales de reflectividad, en lugar de uno, y que se repite para los 12 CAPPI, en lugar de para un solo PPI.
- *Identificación de las células en 3 dimensiones (3D)*: se asocian en la vertical las estructuras 2D que cumplan determinadas condiciones y que serán finalmente consideradas como una célula única.

A continuación se describe cada una de las dos fases con mayor detalle.

#### *Identificación de las células en 2 dimensiones (2D)*

Cada uno de los 12 CAPPI es analizado con 7 valores de reflectividad diferentes: 30, 35, 40, 45, 50, 55 y 60 dBZ. En cada CAPPI y para cada umbral de reflectividad se identifican las células 2D de la forma siguiente:

##### *1. Lectura de las imágenes radar*

Se realiza a través del método de *labelling* o "etiquetado", que ya fue utilizado en el algoritmo de identificación de SCM (sistemas convectivos de mesoescala) a través de las imágenes IR del Meteosat (Proyecto CICYT CLI95-1776). Se basa en una variante de la técnica conocida como "de etiquetado de componentes conectados" (*labelling technique*) (WIENER AND YUTER, 1992; WITT AND JOHNSON, 1993; ROSALDO, 1996) que consiste básicamente en asignar la misma "etiqueta" a cada componente o *pixel* conectado por al menos uno de los cuatro lados (conexión a 4) del *pixel*. No se asignará la misma etiqueta cuando la conexión se produce por las esquinas (Fig. III.5.1).

El algoritmo realiza este proceso un total de 84 veces: 7 umbrales de reflectividad en cada una de las 12 imágenes que tiene el volumen de datos radar. En un mismo CAPPI pueden existir células 2D seleccionadas con diferentes umbrales de reflectividad, por lo que puede darse el caso de que se identifiquen objetos contenidos unos en otros.

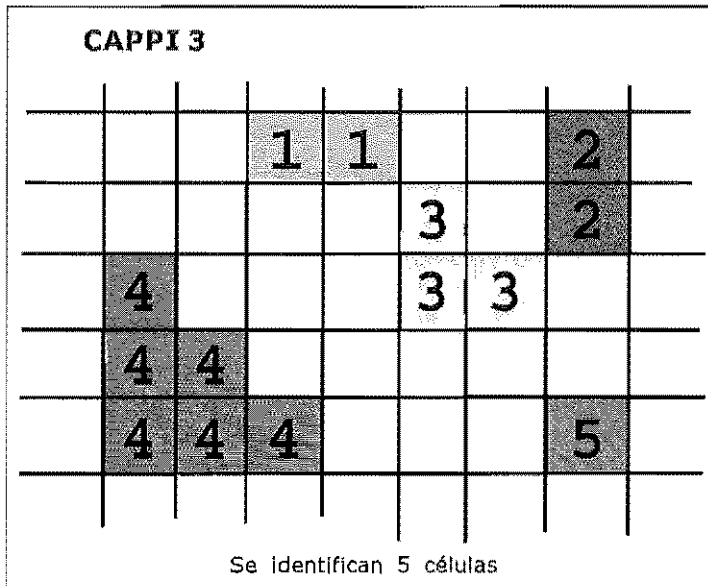


Figura III.5.1. En este ejemplo se identifican 5 células en el CAPPI 3 por el método de "labelling". Obsérvese que las células que se "tocan" por las esquinas no se identifican con el mismo número, se consideran objetos diferentes.

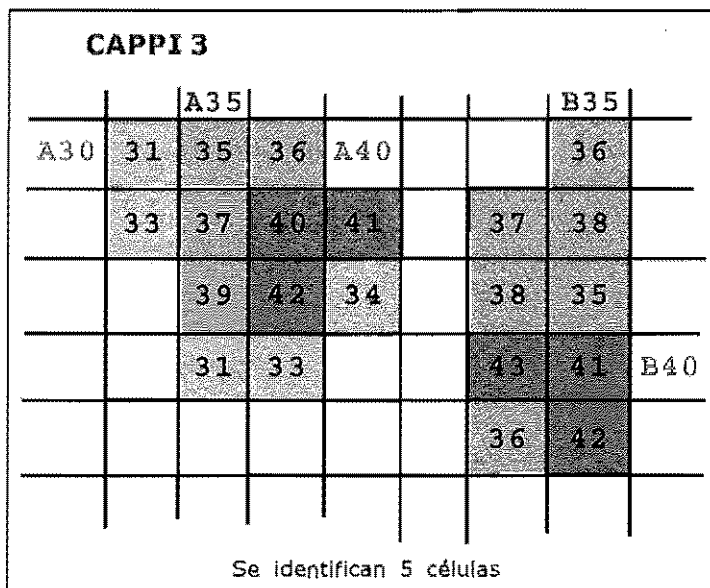


Figura III.5.2. Identificación de células y solapamientos que se producen al realizar el "labelling", por ejemplo en el CAPPI 3.

Por ejemplo, en la Fig. III.5.2, aparecen las células etiquetadas en el CAPPI 3. El número que aparece en cada *pixel* es el valor de su reflectividad. Al aplicar el procedimiento de *labelling* se han identificado dos grupos de células: A y B:

- Grupo A: existen 3 objetos identificados y con *pixels* comunes:
  1. A30, en azul claro, con el umbral de 30 dBZ. Tiene 12 *pixels* (valores de reflectividad mayores o iguales a 30 dBZ).
  2. A35, en verde, con el umbral de 35 dBZ. Tiene 7 *pixels* (valores de reflectividad mayores o iguales a 35 dBZ).
  3. A40, en violeta, con el umbral de 40 dBZ. Tiene 3 *pixels* (valores de reflectividad mayores o iguales a 40 dBZ). La célula A30 contiene a la A35 y A40, la A35 contiene a la A40.
- Grupo B: existen 2 células y con *pixels* comunes:
  1. B35, en verde, con el umbral de 35 dBZ. Tiene 9 *pixels*.
  2. B40, en violeta, con el umbral de 40 dBZ. Tiene 3 *pixels*. La célula B35 contiene a la B40.

## 2. Umbral de tamaño

El criterio que ha adoptado el STAP, tras probar con varios umbrales de tamaño, es que los objetos deben ser iguales o mayores de 6 *pixels* para ser considerados como células 2D significativas (en la Fig. III.5.1 solamente el objeto número 4 superaría este umbral). Teniendo en cuenta que la resolución de las imágenes radar es de 2 km x 2 km, la extensión mínima de las células es, por tanto, de 24 km<sup>2</sup>.

## 3. Umbral del centroide

Para cada CAPPI, el procedimiento selecciona aquellas células que tienen reflectividades mayores, siguiendo el criterio siguiente: si una célula de reflectividad mayor tiene su centroide (el cálculo del centroide se explicará en el apartado de "Propiedades celulares" incluido en este módulo) dentro de una célula de reflectividad menor, se elimina esta última.

En la Fig. III.5.3 se observan 4 células etiquetadas en el CAPPI número 5 (todas ellas con 6 ó más *pixels*): A (con 30 dBZ), B (con 35 dBZ), C (con 35 dBZ) y D (con 40 dBZ). El programa aplica el criterio de umbral del centroide de la siguiente forma:

- El centroide de B, "b", está contenido en A por lo que se descarta la célula A.
- El centroide de D, "d", está contenido en las células C y A, por lo que también se descarta la C.

Resumiendo, en este caso, las células que tendrá en cuenta el procedimiento para el CAPPI número 5 serán la B y la D; quedan eliminadas la A y la C.

Obsérvese que el programa elige siempre la parte más activa como representativa de una estructura nubosa.

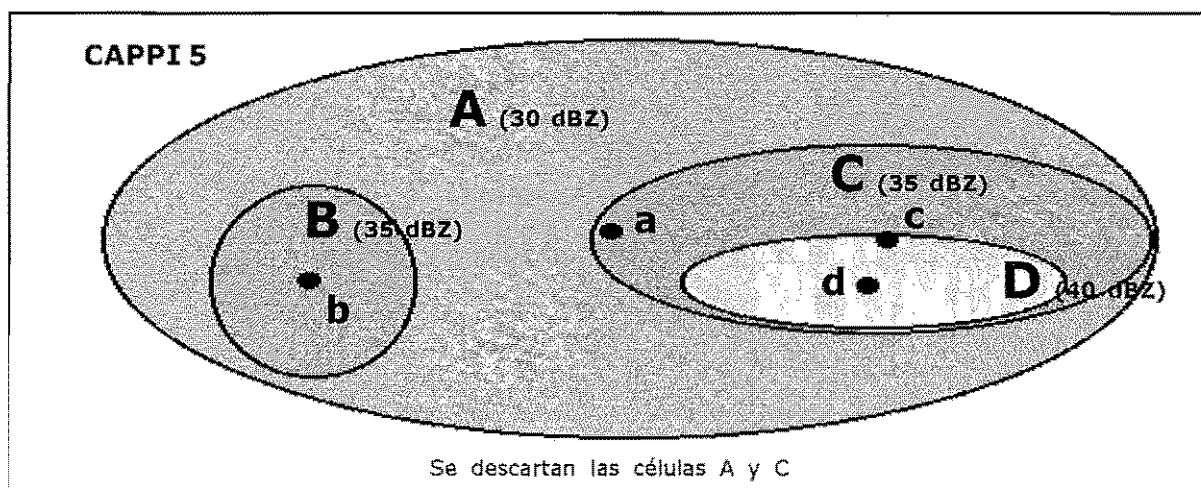


Figura III.5.3. Aplicación del umbral del centroide a las células de A, B, C y D.

## Identificación de las células en 3 dimensiones (3D)

### 1. Umbral de distancia

Cada célula 3D estará compuesta por un conjunto de células 2D situadas en diferentes niveles. El proceso de identificación en la vertical sigue los pasos siguientes:

- La búsqueda comienza de abajo hacia arriba, comenzando desde el CAPPI más bajo.
- Se ordenan las células del nivel inferior, con el fin de asociar en primer lugar las células más activas. Para ello la ordenación se realiza con los dos criterios siguientes:
  1. De mayor a menor umbral de reflectividad con el que han sido etiquetadas.
  2. De mayor a menor contenido acuoso (el contenido acuoso se explicará en el apartado de "Propiedades celulares" de este módulo).



- Se comienza la búsqueda para la primera célula del nivel inferior. Se buscan primero las células en un radio de 5 km (la distancia se calcula proyectando en la horizontal la posición de los centroides de las células en diferentes CAPPI). Nos quedamos con la célula cuyo centroide esté más cerca a la del nivel inferior.
- Una vez realizado el proceso con la primera célula, se pasa a la segunda y así hasta agotar todas las células de un nivel.
- Si alguna de las células del nivel inferior se ha quedado sin célula asociada del nivel superior se amplía el radio de búsqueda a 7,5 km y posteriormente a 10 km.
- Todos los pasos anteriores se repiten para todos los CAPPI (excepto para el último).

En la Fig. III.5.4 se muestra un ejemplo de asociación entre los CAPPI 3 y 4. La célula A se asocia a la C ya que es la que tiene el centroide a menor distancia (2 km frente a 3 km para la célula B).

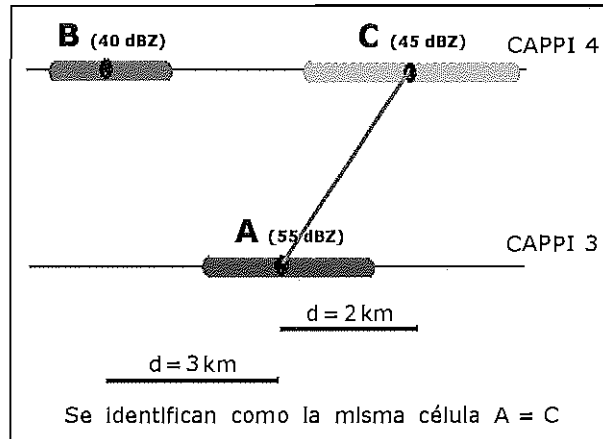


Figura III.5.4. Ejemplo de asociación de células en dos niveles.

## 2. Umbral de número de CAPPI con señal

Con el fin de descartar las células pequeñas el procedimiento solamente continuará el estudio con las que hayan sido detectadas al menos en dos niveles. Las células detectadas en un solo CAPPI se descartan.

## 3. Umbral de número de CAPPI sin señal

Una célula puede tener como máximo un CAPPI sin señal dentro de ella. En caso contrario se identificarían dos células en lugar de una, como muestra el ejemplo de la Fig. III.5.5: en la secuencia de imágenes se muestran 7 CAPPI de la situación del 7 de agosto de 1996 (caso de Biescas). En el centro de los 3 primeros se ve la célula número 19 (en color amarillo en el centro). En el nivel 4 no aparece. Esto es debido a que esta célula no tiene señal por encima de los 30 dBZ en este CAPPI. Sin embargo, en el CAPPI 5 de nuevo aparece señal donde estaba la célula 19, pero el programa le asigna un nuevo número, el 83, identificándola como una nueva célula. Al proyectar todos los CAPPI sobre la horizontal, las células 19 y 83 se verán solapadas, como se muestra en la de dentro del cuadrado amarillo, en la imagen denominada "PROYECCIÓN" de la Fig. III.5.5.

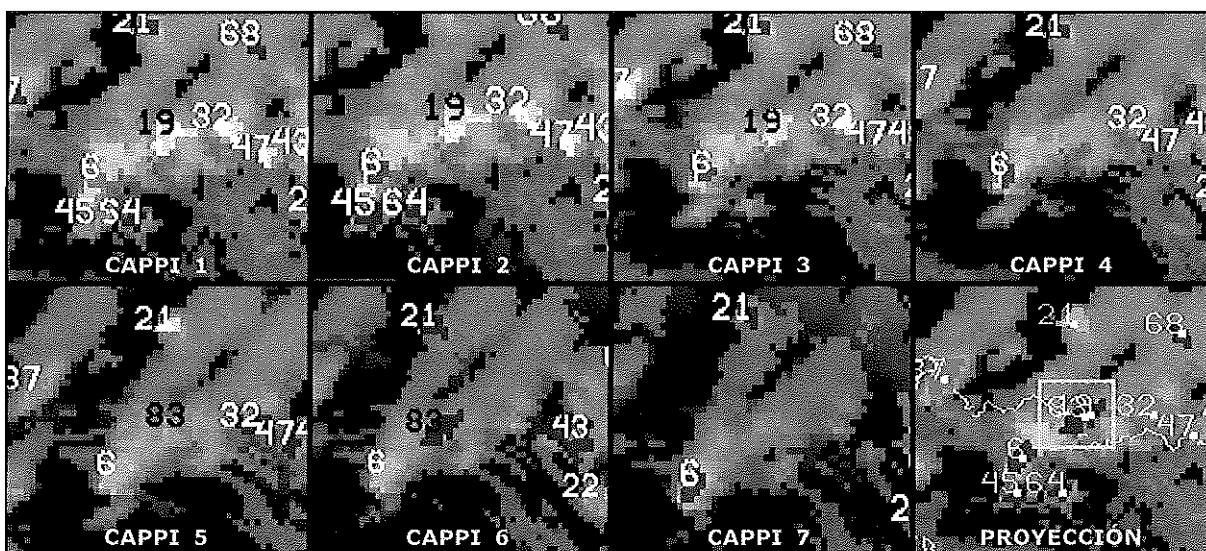


Figura III.5.5. Ejemplo de división de células al existir un CAPPI sin señal.

Para evitar este problema el nivel sin señal se rellena con el valor medio entre el nivel superior y el inferior, pero solamente para el caso de un nivel. Cuando falten más CAPPI no será corregido ya que se podrían cometer errores significativos (Fig. III.5.6).

Una vez finalizado el proceso de identificación el programa detecta la célula tal y como se indica en la Fig. III.5.7. En la parte izquierda se representa un corte vertical de una célula simple imaginaria tal y como sería vista por el radar, con diferentes colores para diferentes valores de reflectividad. El procedimiento descarta todas las señales por debajo de 30 dBZ, por lo que solamente aparecen coloreadas interiormente a partir de ese valor. Por encima de 30 dBZ aumenta de 5 en 5 la señal, hasta un máximo de 60 (aunque en el ejemplo la célula solamente tienen señal hasta 45 dBZ). A la derecha se muestra el corte vertical de la célula tal y como la detectaría el procedimiento automático 3D: líneas horizontales que representan la "porción" de célula con la que se queda el programa, al pasar todos los umbrales que se han descrito. Como se ve en la Fig. III.5.7, la célula solamente es detectada en 9 CAPPI, aunque su extensión real sea mayor.

Del conjunto de la célula, el procedimiento se queda con la parte que tiene mayor señal en cada nivel.

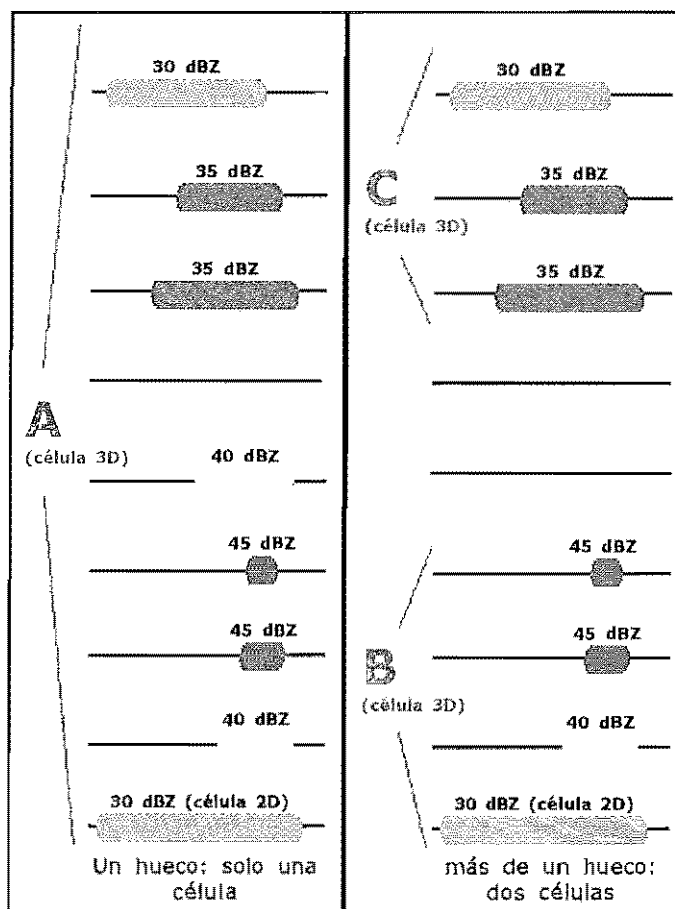


Figura III.5.6. Se admite un hueco en la célula A. Más de un nivel sin objeto 2D divide la célula en dos, células B y C.

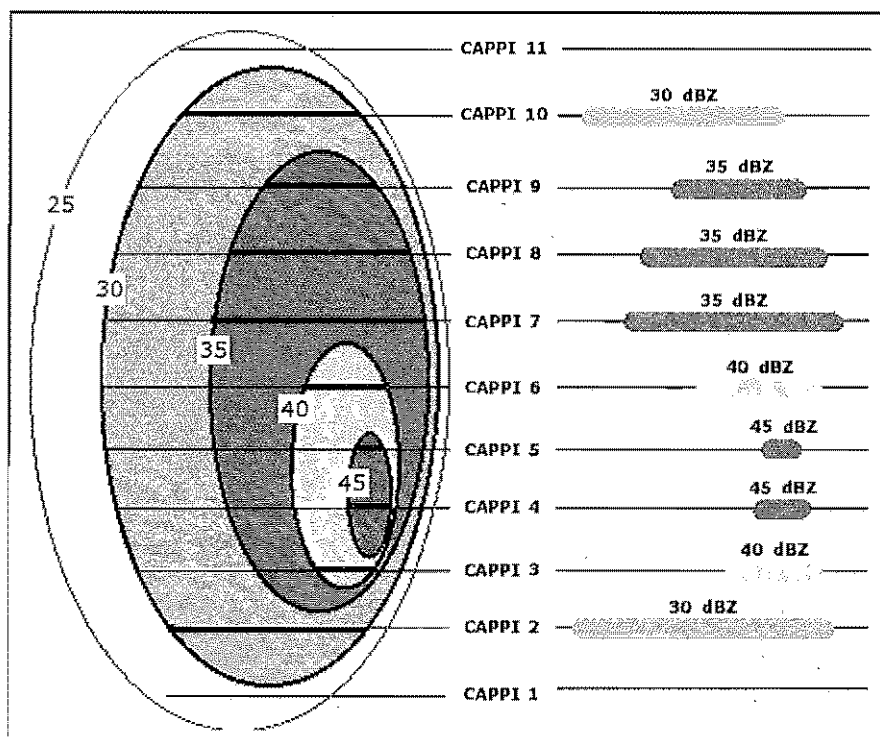


Figura III.5.7. Esquema de un corte vertical de una célula detectada por el radar y la misma célula identificada por el procedimiento 3D.

## Propiedades celulares

Una vez identificadas las células, hay que obtener de ellas todos los parámetros necesarios para caracterizarlas. En la actualidad (verano de 2000) se calculan de forma automática las propiedades que se muestran a continuación. El número cambiará a medida que se mejore la herramienta y sea necesario añadir más o sustituir algunos parámetros por otros orientados a módulos específicos ("tendencia convectiva", "predicción del granizo", ...):

- *Reflectividad máxima* para la célula 3D. Es el máximo de todas las reflectividades detectadas en cada CAPPI para una misma célula.
- *Altura de la reflectividad máxima*. El programa lo calcula en km y se corresponde con la altura del CAPPI donde se encuentra la reflectividad máxima.
- *Altura de la base de la célula*. Se corresponde con la altura del CAPPI más bajo donde se ha comenzado a detectar la célula.
- *Altura del tope de la célula*. Corresponde a la altura del CAPPI más alto donde se detecta la célula.
- *Altura de la base de 40 dBZ*. Es la altura del CAPPI más bajo donde se detectan 40 dBZ.
- *Altura de la cima de 40 dBZ*. Es la altura del CAPPI más alto donde se detectan 40 dBZ.
- *Altura máxima que alcanzan los ecos de 12 dBZ (ECHOTOP)*. Con el fin de disminuir el error en caso de que la célula se encuentre muy inclinada en la vertical, se calcula sobre la vertical del centroide del CAPPI más alto de la célula (Fig. III.5.8).

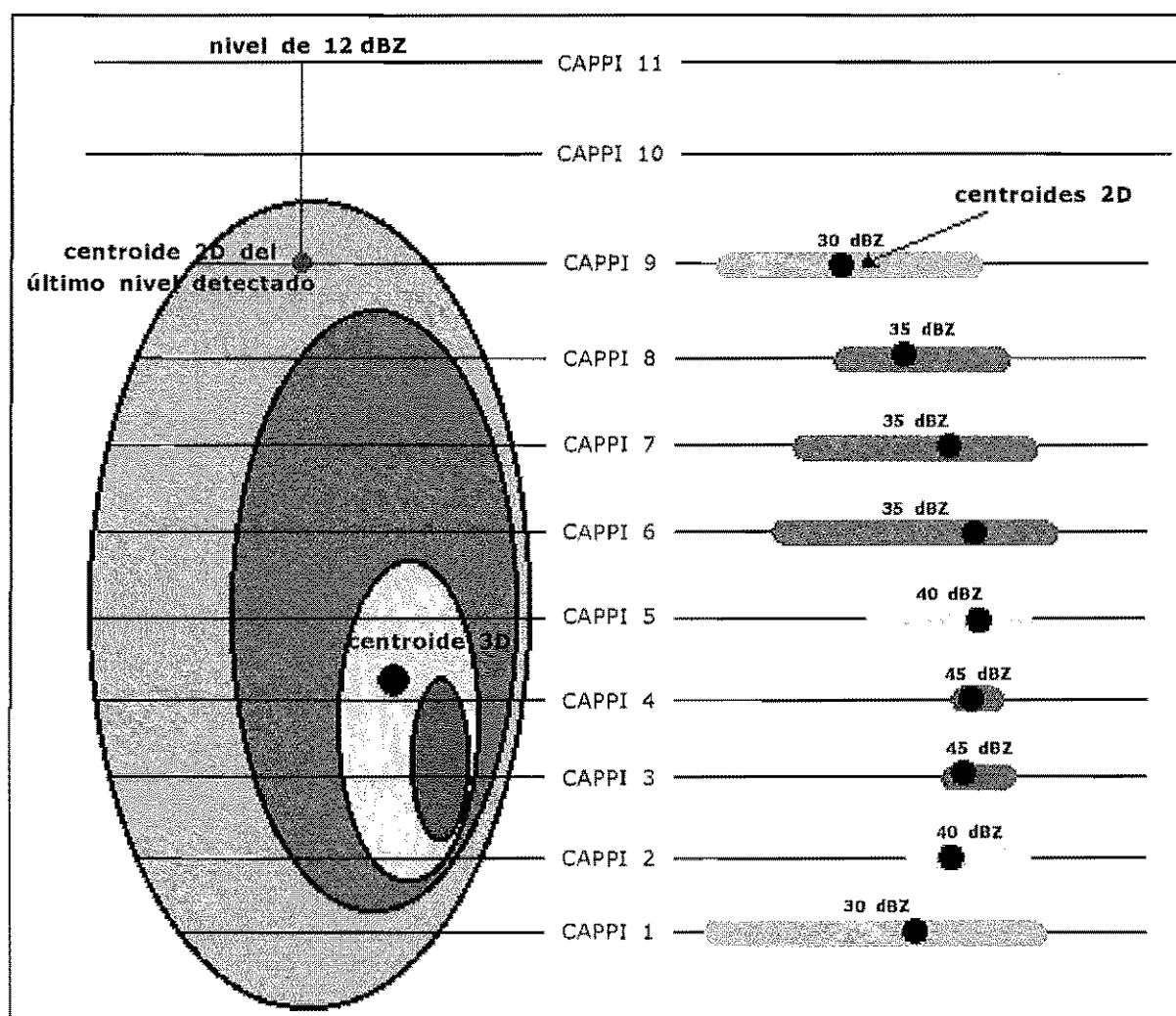


Figura III.5.8. Cálculo del "echotop".

- *Latitud/longitud del centroide 3D.* Las coordenadas geográficas se calculan a partir de las coordenadas línea/elemento de imagen y estas a su vez se obtienen con el valor medio de las coordenadas  $(x, y)$  de cada uno de los centroides de las células 2D de las que está formada la célula 3D. La posición de los centroides 2D se calculan pesando la posición de cada *pixel* con el valor de su reflectividad (obsérvese en la Fig. III.5.8 cómo los centroides no tienen por qué estar localizados en el centro):

$$x = \frac{\sum_{i=1}^n x_i Z_i}{\sum_{i=1}^n Z_i} \quad ; \quad y = \frac{\sum_{i=1}^n y_i Z_i}{\sum_{i=1}^n Z_i}$$

donde:

$x$  e  $y$  son las coordenadas línea/elemento del centroide 2D;

$x_i$  e  $y_i$  son las coordenadas línea/elemento del *pixel*  $i$ ;

$Z_i$  es la reflectividad del *pixel*  $i$ ;

$n$  es el número total de *pixels*.

- *Altura del centroide 3D.* Se calcula a partir de la altura de los centroides de cada CAPPI donde se ha detectado la célula. La altura se pesa con el contenido acuoso medio de cada una de las células 2D, de acuerdo con la fórmula:

$$HCEN = \frac{\sum_{i=1}^n h_i \bar{M}_i}{\sum_{i=1}^n \bar{M}_i}$$

donde:

$HCEN$  es la altura del centroide;

$h_i$  es la altura del centroide de la célula 2D  $i$ , que corresponde a la altura del CAPPI donde se ha identificado esa célula;

$\bar{M}_i$  es el contenido acuoso medio de la célula  $i$ ;

$n$  es el número de células 2D de las que está formada la célula 3D.

Para el cálculo del contenido acuoso medio de la célula 2D primero se calcula el que tendría cada *pixel* de acuerdo a la expresión:

$$M [\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}] = 3,44 \cdot 10^{-6} (10^{Z(\text{dBZ})/10})^{4/7}$$

donde:

$M$  es el contenido acuoso de cada *pixel*;

$Z$  es la reflectividad medida por el radar en dBZ en el *pixel*.

Por último el valor medio del contenido acuoso de una célula 2D:

$$\bar{M} = \frac{\sum_{i=1}^N M_i}{N}$$

donde:

$M_i$  es el contenido acuoso de la célula  $i$ ;

$N$  es el número de *pixels* de la célula  $i$ .

- *VIL*: actualmente el procedimiento 3D calcula 2 tipos: *VIL\_grid3D* y *VIL\_celular*. Se calculan a partir de la fórmula:

$$VIL [kg \cdot m^{-2}] = \sum_{i=1}^n 3,44 \cdot 10^{-6} (10^{Z_i(dBZ)/10})^{4/7} \cdot \Delta h_i$$

donde:

$Z_i$  es la reflectividad radar en dBZ y para el nivel  $i$ ;

$\Delta h_i$  es el espesor del estrato;

$n$  es el número de CAPPI, para el caso del *VIL\_grid3D*, y el número de CAPPI donde se ha detectado a la célula, para el caso del *VIL\_celular*.

En el caso del *VIL\_grid3D* (Fig. III.5.9), los  $Z_i$  corresponden al valor de la reflectividad en los puntos de corte con los 12 CAPPI de la vertical trazada desde el centroide 3D. Se toman todos los valores de  $Z_i$ , incluso en los CAPPI sin señal radar de la célula.

En el caso del *VIL\_celular* el valor de  $Z$  es el de la reflectividad máxima de la célula en cada nivel (Fig. III.5.9), por lo que solamente se tendrán en cuenta los CAPPI en los que se haya detectado la célula.

En la experiencia que hemos obtenido hasta ahora, los valores del VIL pueden diferir de forma significativa dependiendo del valor de  $Z$  que se introduzca en el cálculo (más información sobre el concepto del VIL se puede obtener en los capítulos sobre estimación del granizo, vientos fuertes en superficie y lluvias intensas).

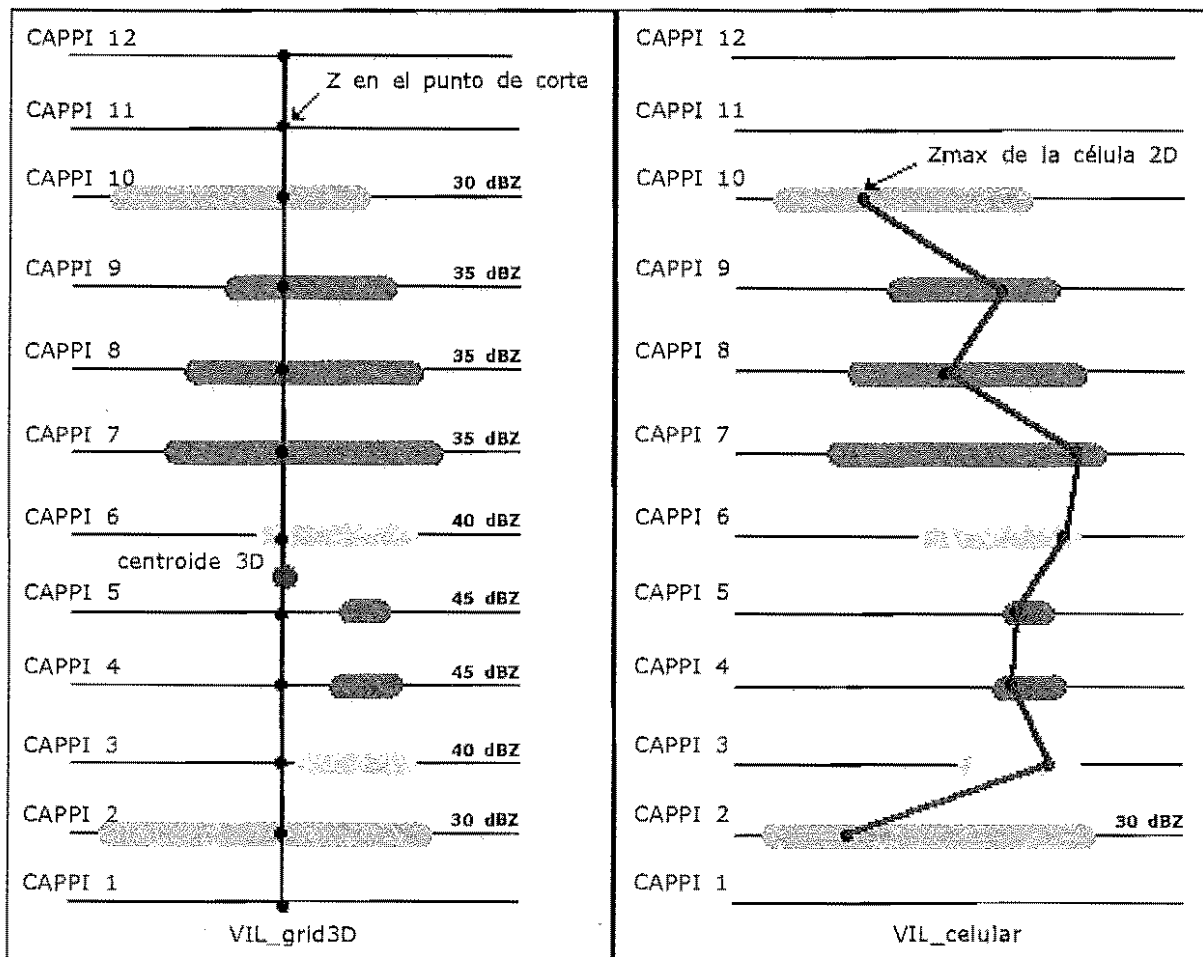


Figura III.5.9. Cálculo del *Vil\_grid3D* y *Vil\_celular*.

### Limitaciones del procedimiento

1. El hecho de que el procedimiento 3D seleccione siempre la parte de la célula que posee más señal radar, tiene el inconveniente de que no se tiene en cuenta su extensión horizontal máxima, que se corresponderá posiblemente con el umbral de reflectividad más bajo (30 dBZ). En el futuro se resolverá este problema con el desarrollo del módulo "Identificación de estructuras".
2. Hemos observado que en los casos de células muy próximas, una de ellas puede "robar" algún nivel a la célula que tiene al lado. Debido a los criterios que se han adoptado en la identificación vertical, se queda con el nivel aquella que en el nivel inferior tenga mayor reflectividad umbral y mayor contenido acuoso. La célula que queda dividida tomará el valor medio en el CAPPI que queda sin señal.
3. Por ahora tampoco está resuelto el problema de los ecos de tierra intensos (mayores de 30 dBZ). En el futuro se intentará resolver en parte el problema comparando con otros métodos de teledetección (rayos, satélite, otros radares o utilizando el modo Doppler).
4. El tiempo de ejecución del procedimiento es demasiado largo en la actualidad.

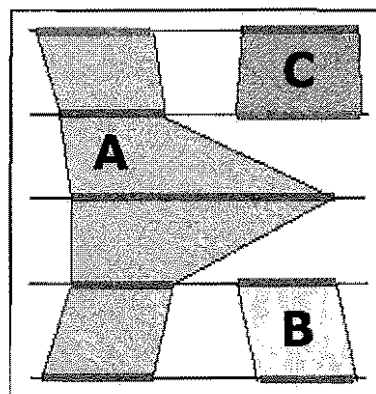


Figura III.5.10. La célula A "roba" un CAPPI a las células B y C.

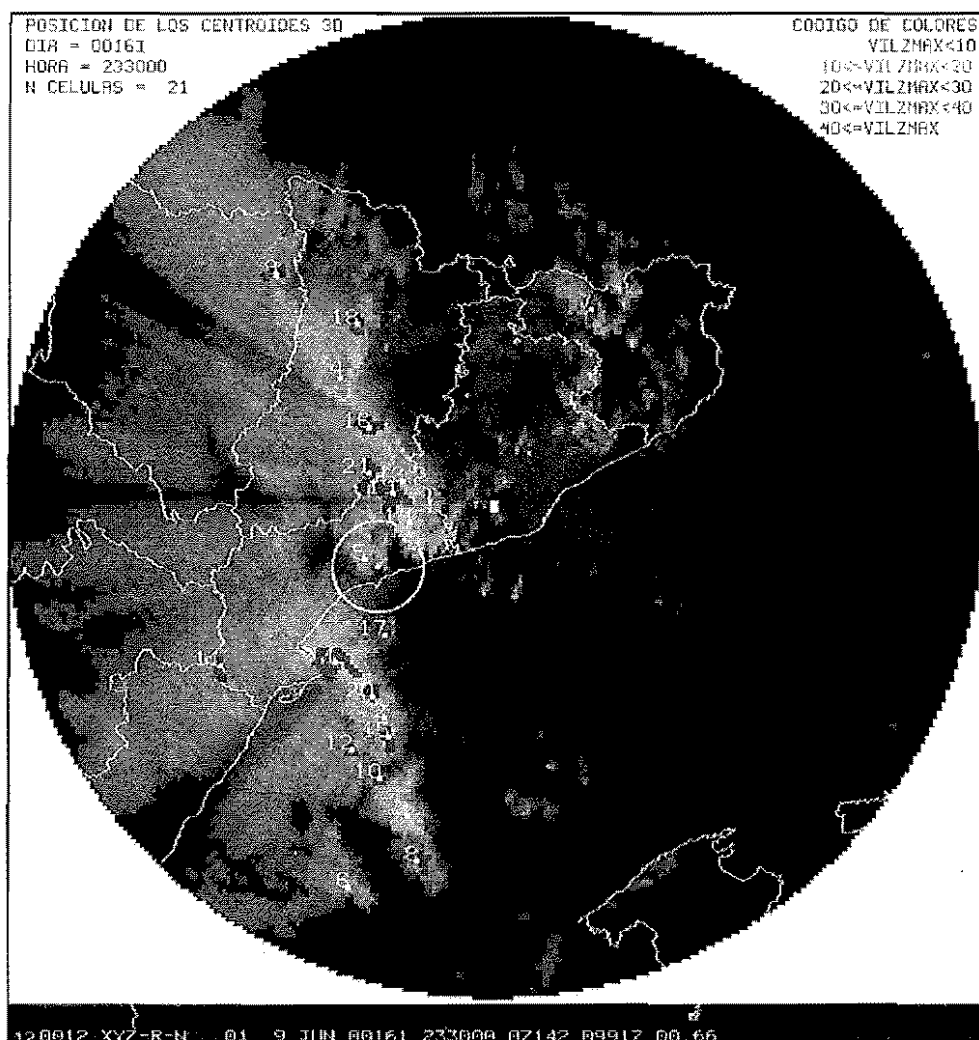


Figura III.5.11. Presentación del módulo de identificación en McIDAS.

## Presentación en McIDAS

En la Fig. III.5.11 aparece el resultado de la identificación del volumen cartesiano de las 23:30 UTC del día 8 de junio de 2000, aplicado al radar de Barcelona. Los colores de las células se establecen de acuerdo con el valor que tiene el VIL\_celular (VILZMAX en la figura), tal y como se indica en la esquina superior derecha. Las células aparecen numeradas con su número de identificación. La circunferencia amarilla representa el área que rodea a un punto activo (véase el módulo *Aplicación 2D: identificación, seguimiento y extrapolación de células radar*). Las células se representan mediante la proyección sobre el CAPPI más bajo de los *pixels* detectados en cada uno de los CAPPI.

Las células 13, 14, 19 y 21, situadas por encima del punto activo en la Fig. III.5.11, se encuentran solapadas unas con otras. Esto es posible ya que los *pixels* comunes pertenecen a niveles diferentes.

En la secuencia de imágenes de la Fig. III.5.12 se representan 8 CAPPI de la zona de solapamiento. Cada color representa en este caso el umbral de reflectividad con el que se han identificado de acuerdo con la escala que se indica en la figura. Se observa como el solapamiento ha desaparecido:

- En el CAPPI 1 la célula número 13 ocupa gran parte de la zona.
- En el CAPPI 2 se divide en dos células, la 13 y la 14.
- En el CAPPI 3 aparece una célula nueva, la 19, y en el nivel siguiente aparece la 21.
- En el CAPPI 5 desaparece la célula 13, en el siguiente la 21.
- En el CAPPI 7 desaparece la 19.
- A partir del CAPPI 8 el procedimiento no identifica ninguna célula.

En realidad el programa está discriminando, dentro del sistema multicelular, las áreas de mayor señal radar, que se corresponden con las diferentes células embebidas en sistema.

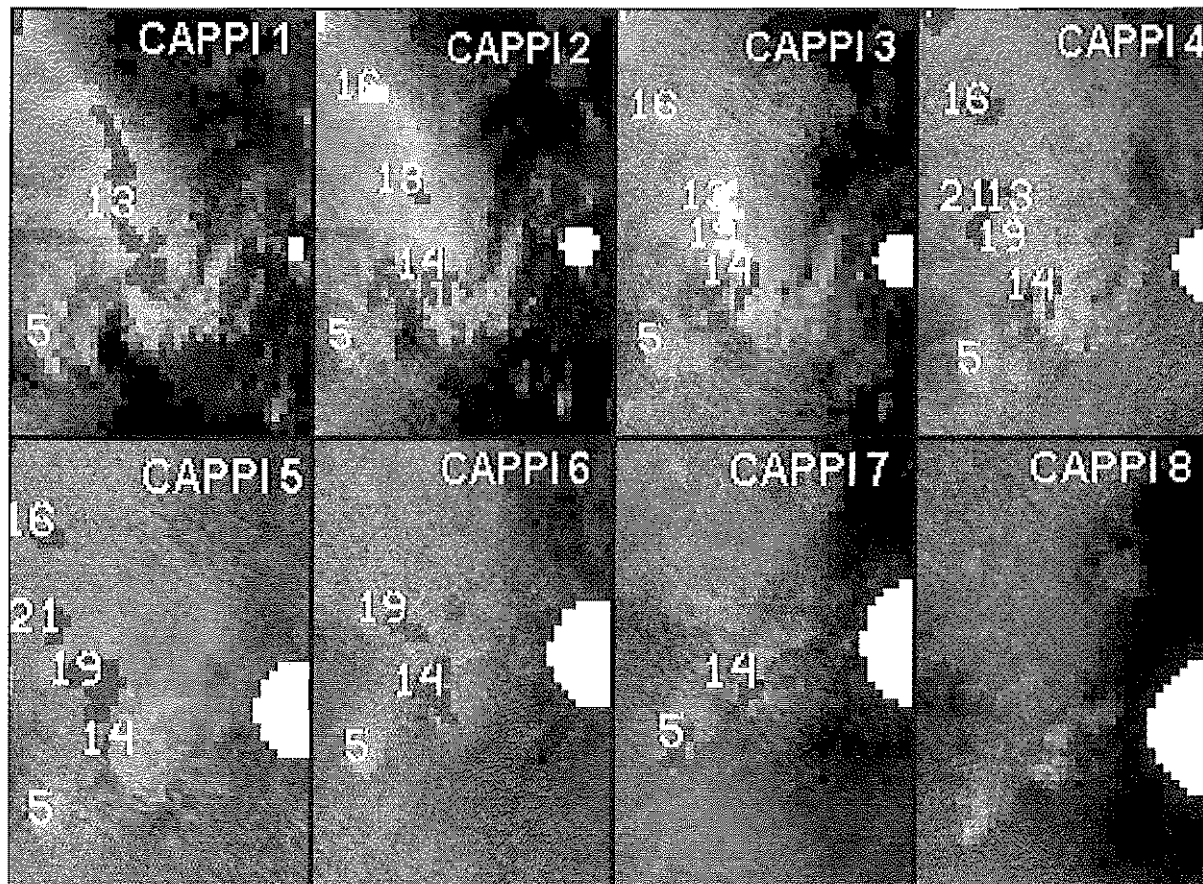


Figura III.5.12. Área de solapamiento de la Fig. III.5.11.



### III.5.3. Seguimiento o *tracking*

#### Definición

Consiste en identificar en una secuencia de imágenes el centroide asociado a una misma célula 3D.

#### Método utilizado

A lo largo de los últimos años se han venido utilizando diversos algoritmos para realizar el *tracking* o seguimiento de las células a través del radar (véase el módulo de *Movimiento de las células tormentosas: sistemas cuasiestacionarios*). De entre todas ellas, el STAP ha adoptado la técnica de seguimiento del centroide que consiste en calcular y realizar el seguimiento del centroide de cada una de las células identificadas, al que se le asignan las propiedades relativas a toda la célula.

El *tracking* se realiza siempre que no falte más de una imagen anterior, ya que se producirían errores significativos en las asociaciones.

En la secuencia de figuras siguientes se utilizará siempre el mismo código de colores:

- rojo: células identificadas en el tiempo  $t$  (Imagen actual);
- azul oscuro: células identificadas en el tiempo  $t-1$  (imagen anterior en 10 min a la actual);
- verde: células identificadas en el tiempo  $t-2$  (imagen anterior en 10 min a la actual);
- azul claro: células desplazadas hasta el tiempo  $t$  (campo *first guess*), a partir de las células identificadas en  $t-1$ .

La finalidad del *tracking* es asignar a las células de la imagen actual ( $t$  en rojo), alguna de la imagen anterior ( $t-1$  en azul) (Fig. III.5.13). Las células que no consigan ser asignadas serán:

- nuevas (en color rojo);
- se han disipado (en color azul oscuro).

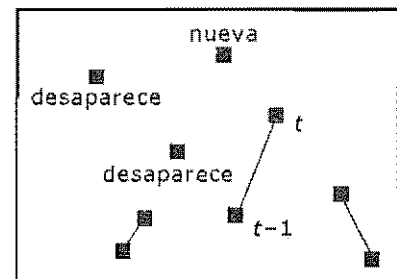


Figura III.5.13. Asignaciones realizadas con el procedimiento de "tracking". Se han producido 3 asignaciones, dos células se disipan y una célula es nueva.

Los dos pasos que sigue el *tracking* para realizar las asignaciones son:

1. Creación de una imagen "first guess" a partir del desplazamiento de las  $t-1$  (azules) hasta el tiempo  $t$ : para ello es necesario el cálculo de un vector velocidad que aplicado a la célula  $t-1$  la sitúe en el tiempo  $t$ . Existen varios métodos para la estimación de este vector. El STAP ha optado por el promedio entre las velocidades de las células vecinas (en un radio de 50 km) y la velocidad media dada por el HINM, calculada utilizando los niveles 925, 850, 700 y 500 hPa de una pasada próxima a la hora de la imagen (Fig. III.5.14).

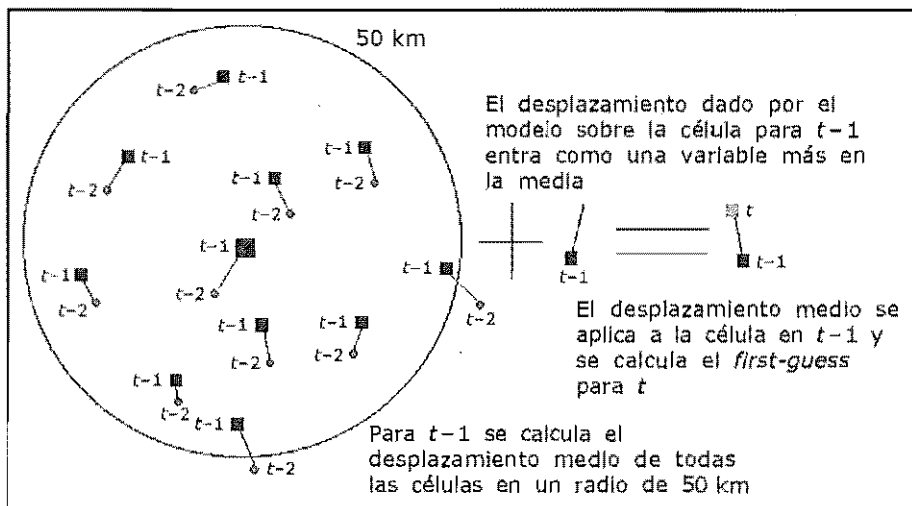


Figura III.5.14. Creación del campo "first guess".



2. Crear asignaciones entre las células del tiempo  $t$  (rojas) y las del "first guess": se comienza la búsqueda de células desplazadas a partir de las células rojas (tiempo  $t$ ), comenzando por las que tienen un  $V_{il\_celular}$  más elevado. Los radios de búsqueda actualmente son 2,5; 5; 7,5; 10 y 12,5 km. Por cada umbral de distancia van pasando todas las células desplazadas (azul claro) ordenadas de acuerdo con el  $V_{il\_celular}$ . En la figura se ha comenzado por la distancia de 2,5 km y no se ha encontrado ninguna célula desplazada, por lo que se prueba con la distancia de 5 km. Se ha encontrado una célula desplazada por lo que la célula  $t-1$  (azul oscuro) y la célula  $t$  (roja) son consideradas como la misma célula en dos imágenes consecutivas (Fig. III.5.15).

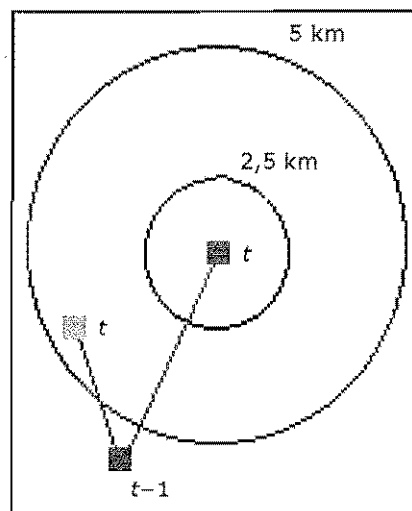


Figura III.5.15. Asignaciones entre las células del tiempo  $t$  con las del  $t-1$ , utilizando las células del "first guess".

### Propiedades celulares

Finalizado el procedimiento de *tracking* la aplicación calcula de forma automática la velocidad de las células que han sido asignadas. Estas propiedades se calculan entre la posición inmediata anterior y la actual.

### Limitaciones del procedimiento

1. Es frecuente el caso de que existan células con movimientos anómalos con respecto a las células que las rodean (Fig. III.5.16). En este caso no existe la certeza de que la célula esté bien o mal asignada, ya que habría que tener en cuenta factores como: si la célula ha sufrido cambios de forma (fusiones o divisiones), se ha frenado o cambiado de rumbo debido a la orografía, ha surgido alguna célula nueva cercana, ... El procedimiento no tiene en cuenta estos factores por lo que tiene que ser una Información añadida por el predictor.

Un ejemplo de células que pueden presentar movimientos anómalos son las células cuasiestacionarias. Al observar sus trayectorias se ve que son de forma irregular, sin dirección dominante. La diferencia en las trayectorias con respecto a las que generalmente describen las células móviles es significativa (Fig. III.5.17), ya que el desplazamiento de estas últimas suele estar modulado por el viento medio. Aunque el movimiento del centroide en las células cuasiestacionarias es errático, el procedimiento suele asignarlas de forma correcta, ya que su desplazamiento es muy pequeño (la célula del *first guess* suele estar muy próxima a la actual).

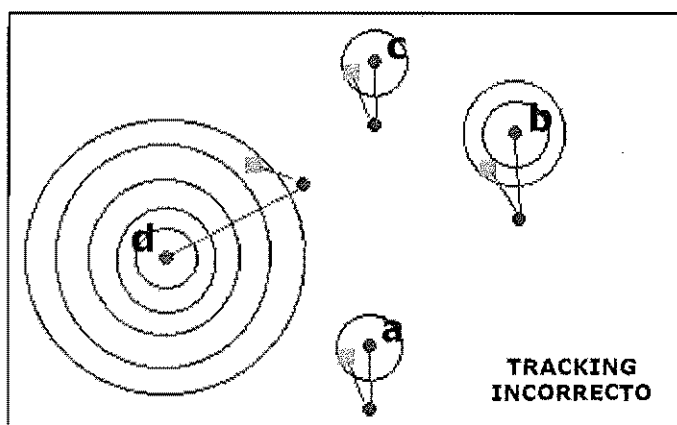


Figura III.5.16. Asignación posiblemente errónea. La célula "d" (roja) es asignada cuando se utiliza el umbral de distancia más elevado: 12,5 km. Si se observa el resto de las células (a, b, c) se desplazan todas ellas prácticamente hacia el norte, salvo la célula "d". Debido a su desplazamiento anómalo con respecto a las células que la rodean, se podría considerar que ha sido mal asignada.

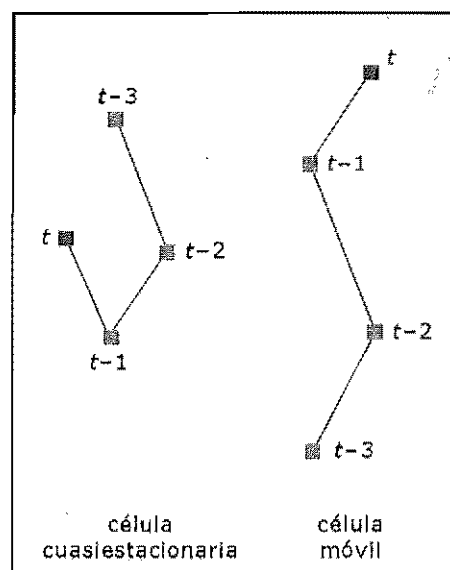


Figura III.5.17. Diferencia en la trayectoria entre células cuasiestacionarias y móviles.

2. Cuando existen muchas células, muy próximas entre sí, el seguimiento generalmente es peor que para el caso de células aisladas, ya que siempre habrá más de una célula dentro del radio de búsqueda.

### Presentación en McIDAS

En la Fig. III.5.18 se muestra el resultado del *tracking* o seguimiento del volumen de las 23:30 UTC del día 9 de junio de 2000. La posición del centroide actual aparece en rojo. Los puntos azules marcan las posiciones anteriores del centroide, hasta un máximo de 6. Las trayectorias se dibujan uniendo estos puntos azules, tal y como aparecen en la figura. Al igual que en la presentación de la identificación, junto a los centroides aparece la numeración de las células. Las que no tienen asociados puntos azules es porque son nuevas (ej., la 9 y la 18).

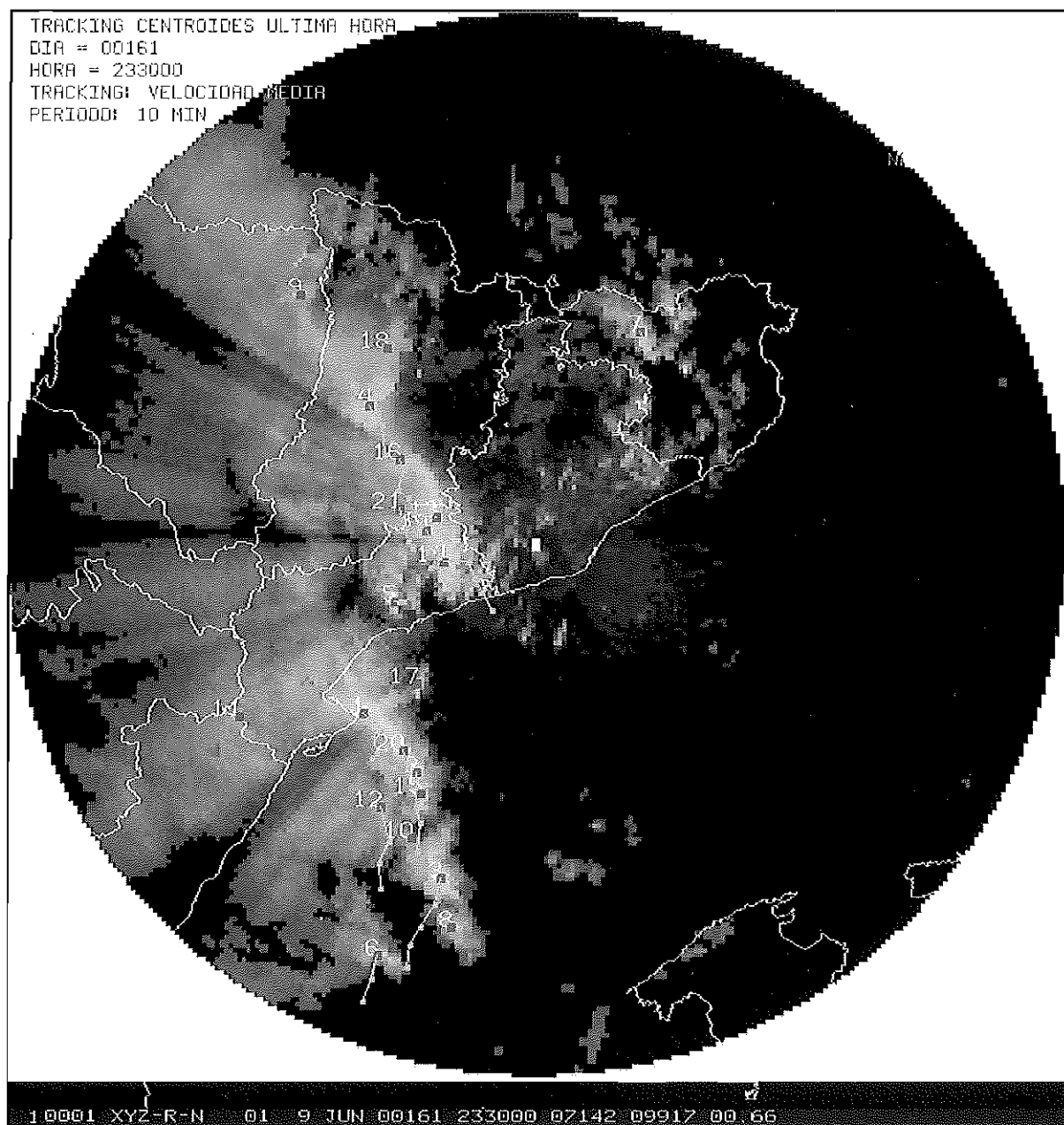


Figura III.5.18. Ejemplo de "tracking". Día 9 de junio de 2000.

### III.5.4. Extrapolación

### Definición

Entendemos por extrapolación la predicción de la posición del centroide, hasta una hora, de cada una de las células 3D detectadas. El procedimiento calculará 6 posiciones futuras del centroide, separadas a intervalos de 10 minutos.

## Método utilizado

El algoritmo 3D calcula la extrapolación ajustando por mínimos cuadrados las 6 posiciones anteriores de la célula a un polinomio de primer grado. El método es también similar al utilizado por el NWS americano, aunque ellos utilizan las 10 últimas posiciones en lugar de 6. Este método es diferente del utilizado en el 2D, en el que no se tenían en cuenta las posiciones anteriores de la célula.

El ajuste se realiza a dos rectas:

$$X = a_0 + a_1 T$$

$$Y = b_0 + b_1 T$$

donde:

X e Y son las coordenadas línea/elemento;

T es el tiempo;

Y para el caso de la recta de ajuste en  $X$ , en la recta de  $Y$  se sustituyen los valores  $X_i$  en las ecuaciones de  $a_0$  y  $a_1$  por una  $Y_i$  y se obtienen los valores de  $b_0$  y  $b_1$ ;

$n$  es el número de puntos de los que se dispone para realizar el ajuste (mínimo 2 puntos).

$$a_0 = \frac{\sum_{i=1}^n x_i \sum_{j=1}^n T_j^2 - \sum_{i=1}^n T_i \sum_{j=1}^n T_j x_j}{n \sum_{i=1}^n T_i^2 - \left( \sum_{i=1}^n T_i \right)^2}$$

$$a_1 = \frac{n \sum_{i=1}^n T_i X_i - \sum_{i=1}^n T_i \sum_{i=1}^n X_i}{n \sum_{i=1}^n T_i^2 - \left( \sum_{i=1}^n T_i \right)^2}$$

En la Fig. III.5.19 se observan en verde las 6 últimas posiciones, la célula en rojo sería la posición actual y en azul la extrapolación a 1 hora en intervalos de 10 min. Las posiciones extrapoladas se sitúan igualmente espaciadas sobre la recta de ajuste.

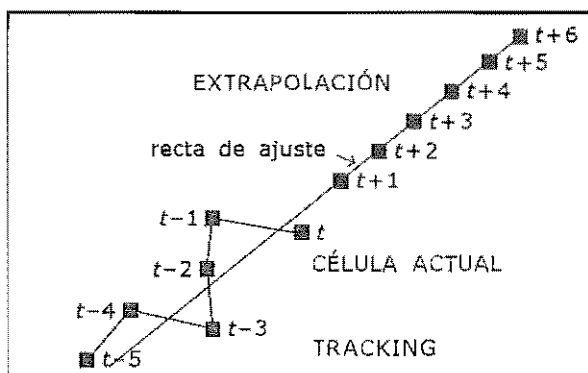


Figura III.5.19. Extrapolación por ajuste por mínimos cuadrados a una recta.

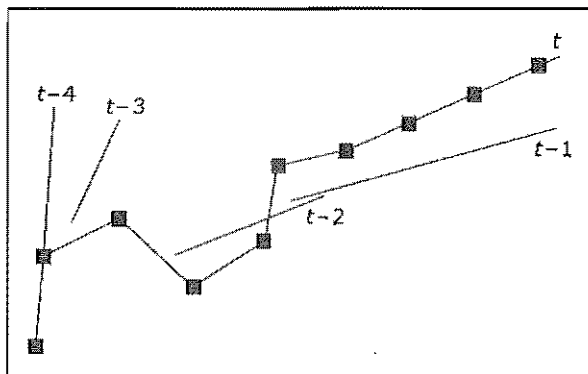


Figura III.5.20. Mejora del ajuste en función del número de posiciones conocidas de la célula.

La extrapolación lineal siempre se realiza, aunque no existan datos de las 6 posiciones anteriores, ajustando al número de puntos de que se disponga, excepto en el caso de que solo existan datos de la posición actual. En este caso, se extrapola utilizando la velocidad media dada por el modelo HINM.

En condiciones normales (sin fusiones ni divisiones de la célula), a medida que va aumentando el número de puntos de las rectas de ajuste se localizan mejor las posiciones futuras de la célula. La excepción sería para el caso de células cuasiestacionarias, en las que debido al movimiento errático del centroide, la posición extrapolada puede diferir significativamente de la real.

En la Fig. III.5.20, en verde aparecen las posiciones anteriores con sus rectas de ajuste. A medida que se conocen más puntos para realizar el ajuste, las rectas se van aproximando más a la trayectoria real (en caso de que no haya divisiones ni fusiones). La recta  $t-4$  se calcula con 2 puntos, la  $t-3$  con 3, la  $t-2$  con 4, la  $t-1$  con 5 y la  $t$  con 6 posiciones (5 anteriores y la actual en rojo).

### Propiedades celulares

En la actualidad el procedimiento de extrapolación da como resultado las posiciones de las 6 localizaciones futuras de la célula (hasta 1 hora a intervalos de 10 minutos).

### Limitaciones del procedimiento

1. La extrapolación está fuertemente condicionada por el *tracking*. Cuanto mejor haya sido seguida una célula, mejor se podrá realizar el ajuste. En el caso de que el viento medio sea débil, la célula se moverá gobernada principalmente por su componente de propagación, el movimiento será menos predecible, en general el *tracking* será peor y, como consecuencia, también lo será la extrapolación.
2. El caso de células cuasiestacionarias debido a la orografía o en el caso de que tengan el centroide con trayectorias erráticas por cambios de forma de la célula... el programa dará un movimiento de la célula que difícilmente se ajustará al real. Sin embargo, el chivato para este tipo de situaciones es que las trayectorias previstas son siempre muy cortas, ajustándose a la realidad en el módulo de la velocidad, pero fallará al asignarle la dirección.
3. El número de puntos conocidos condiciona el mejor o peor ajuste a una recta. Cuantos más puntos se conozcan, mayor probabilidad existirá de que la trayectoria prevista se ajuste a la real.
4. Es fundamental tener siempre presente la orografía de la Península, que modula fuertemente la trayectoria de las células. La experiencia del predictor en este caso es fundamental ya que el programa no tiene en cuenta las características del terreno.

### Presentación en McIDAS

En la Fig. III.5.21 se muestra un ejemplo de la presentación en McIDAS de la extrapolación por el procedimiento 3D. El color de las células se corresponde con el valor del  $Vil_{\text{celular}}$  ( $VILZMAX$  en la Fig. III.5.3) de acuerdo a la tabla que se muestra en la esquina superior derecha de la figura. Las trayectorias corresponden a la predicción que hace el programa de las 6 posiciones futuras. Como se puede ver, en general, las trayectorias son muy largas y apuntan hacia el NE (el viento medio del modelo era muy fuerte en esta situación).

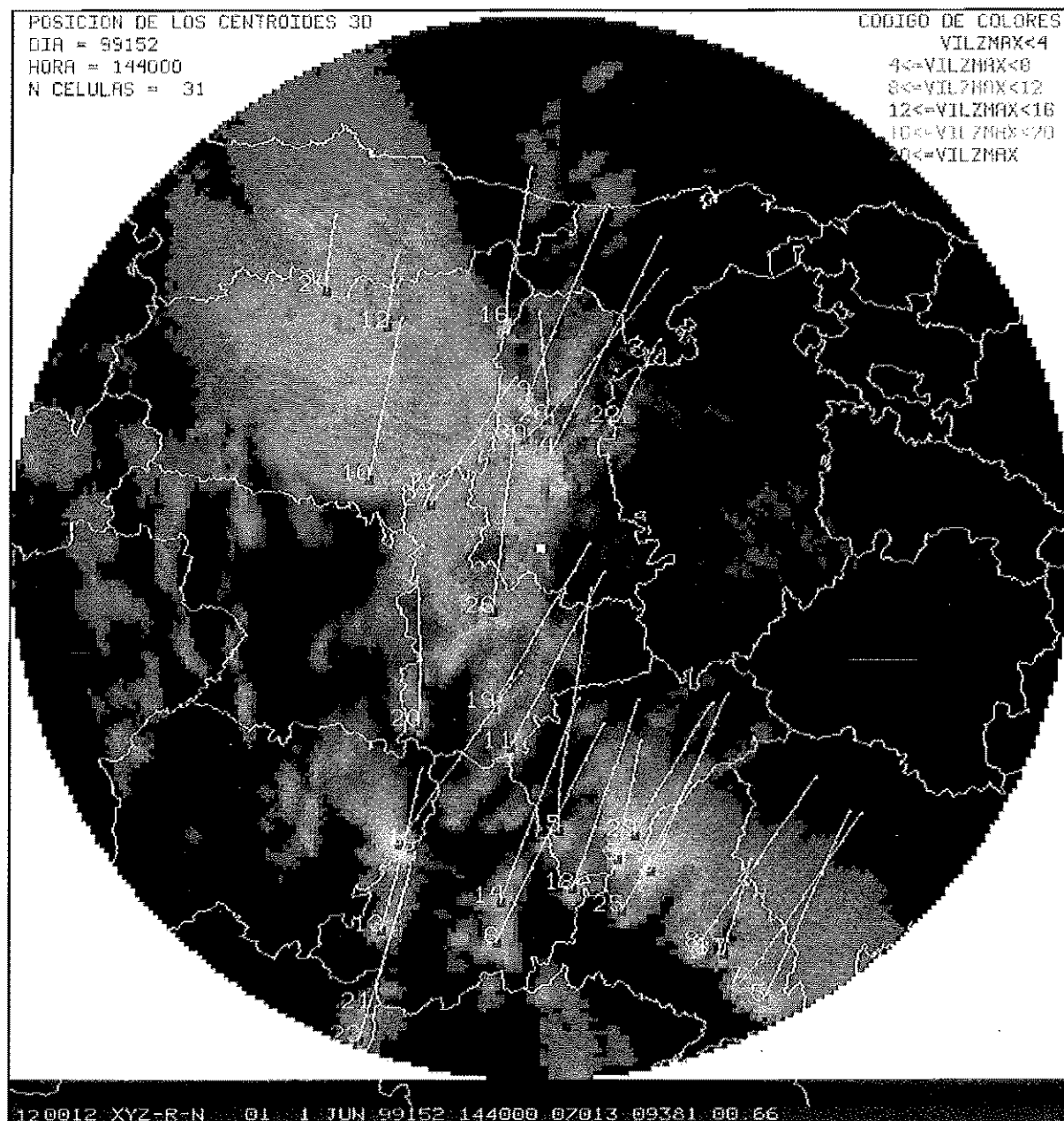


Figura III.5.21. Ejemplo de extrapolación del día 1 de junio de 1999, a las 14:40 UTC.

## III.6. DATOS DE RAYOS: USOS Y LIMITACIONES

### III.6.1. Introducción

La información que proviene de la red de detección de rayos es una de las fuentes de datos preferidas por los predictores en las labores de vigilancia cuando existen tormentas: son fáciles e inmediatos de interpretar, además nos dan cuenta de un aspecto que ningún otro sensor nos proporciona: la actividad eléctrica en superficie. Su disponibilidad continua en tiempo real es otra de sus ventajas. En el Anexo I se pueden encontrar más usos, por todos conocidos.

Un hecho, que no es evidente e inmediato, consiste en tratar de relacionar los datos de rayos asociados a la convección profunda con los efectos de esta en superficie (granizo, lluvia, vientos fuertes, etc.). No existe una correspondencia unívoca entre una gran cantidad de rayos, o ausencia de los mismos, con determinados efectos en superficie y viceversa. Esta es una de las limitaciones fundamentales de este tipo de datos.

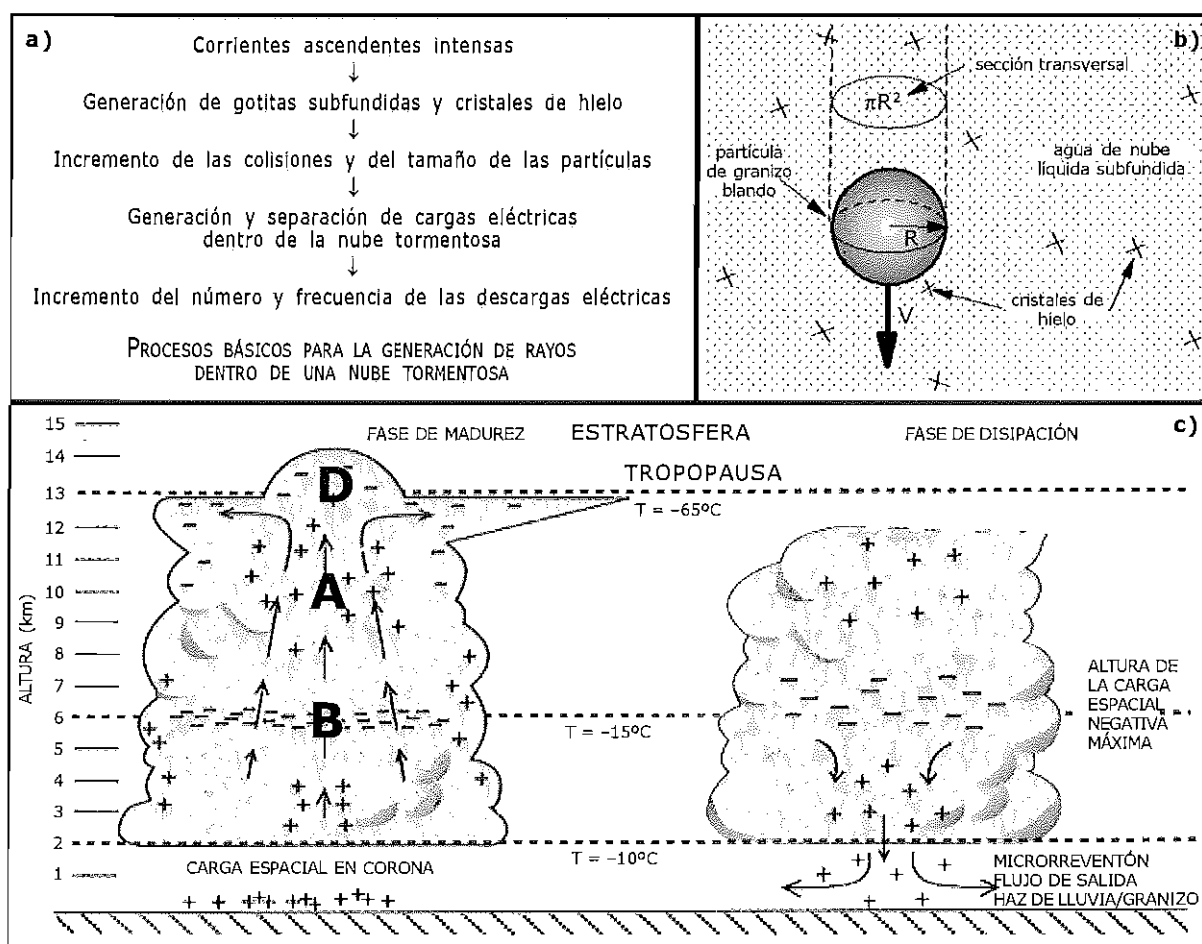


Figura III.6.1. a) Procesos básicos para la formación de las descargas en nubes convectivas. b) Partículas que intervienen en los procesos de generación y separación de cargas. c) Modelos conceptuales simples de distribución de cargas en una nube de desarrollo vertical.

Los principios generales de los procesos básicos para la generación de rayos en nubes tormentosas son relativamente bien conocidos, y están parcialmente relacionados con la generación de otros elementos dentro de las nubes convectivas: granizo, fuertes corrientes ascendentes y descendentes, cantidad de gotitas líquidas subfundidas, etc. Los principios básicos de la formación de las descargas (nube-tierra, NT, y nube-nube, NN) descansan en la presencia dentro de la nube de la fase de hielo.

Las colisiones entre pequeños cristallitos de hielo y granizo blando o granulado, en nubes ricas en agua subfundida, constituyen el elemento fundamental para generar y separar las cargas en ambientes donde existan marcadas corrientes ascendentes, como se puede ver en la Figura III.6.1. Los niveles de generación y separación de carga se encuentran entre los  $-10$  y  $-22^{\circ}\text{C}$ , en latitudes medias, o entre los 7 y 9 km sobre el nivel del suelo, en los trópicos. La razón de carga  $dQ/dt$  para una partícula de hielo granulado cargado es:

$$dQ/dt = E (\pi R^2) n q V$$

Donde  $q$  es la carga de hielo blando, en culombios,  $(\pi R^2)$  es el área efectiva de hielo,  $n$  es la concentración de cristallitos de hielo,  $V$  es la velocidad relativa de caída del granizo respecto a los cristallitos de hielo. La constante de proporcionalidad es la eficiencia de colisión entre partículas,  $E$ . La razón de carga total del volumen analizado será, además, proporcional a la concentración de granizo blando,  $N$ .

Como ejemplo conceptual e ilustrativo hemos tomado las ideas de PETERSEN Y RUTLEDGE (2000), que llegan a la conclusión de que la tasa de generación de descargas totales en una nube convectiva es proporcional a la concentración de cristallitos de hielo,  $n$ , y al contenido de agua precipitante en forma de hielo (IWC, Ice-Water Content, en  $\text{g m}^{-3}$ ) entre los  $-12$  a  $-15^{\circ}\text{C}$  en las zonas tropicales. El valor de IWC se obtiene a partir de los datos de reflectividad tomados por el radar a dichas alturas.

$$\text{Tasa de descargas}(\text{NN} + \text{NT}) \text{ es proporcional a } n * (\text{IWC})^{1/2}$$

Estos autores, y anteriormente otros, enfatizan la necesidad de la existencia de partículas sólidas (cristallitos e hielo granulado o blando precipitante de cierto tamaño) para la generación y separación de cargas en las nubes convectivas. Aún más, estos procesos se llevan a cabo si el valor de IWC supera ciertos umbrales, para los cuales la carga generada será significativa. Esto es concordante con otros estudios observacionales en latitudes medias que relacionan la presencia de descargas eléctricas con la detección de ciertas señales radar en niveles medios-altos de la troposfera, que garantizan la presencia abundante de granizo y cristallitos en dichos niveles.

Así es posible explicar que algunas tormentas con topes fríos no posean las corrientes ascendentes intensas como para soportar partículas de granizo blando precipitante pero sí son capaces de mantener gran cantidad de cristallitos de hielo. La presencia de topes nubosos muy fríos en IR no garantiza en absoluto la presencia de descargas eléctricas. Este tipo de convección se da en las regiones tropicales oceánicas y, en menor medida, en el "mar verde amazónico" de Brasil. También aparece en la zona mediterránea, donde durante el período otoñal se han detectado estructuras tormentosas con bajas tasas de rayos.

A estas ideas hay que añadir que siguen existiendo muchas lagunas en el conocimiento acerca de cómo, cuándo y dónde se generan y distribuyen las cargas eléctricas en las nubes tormentosas. Los modelos conceptuales son muy simples y limitados: dos centros de carga principales (A y B) y dos secundarios (C y D), como se observa en la Figura III.6.1 (WILLIAMS, 1988).

Si a todo esto añadimos que en la red del INM sólo poseemos información de las descargas nube-tierra, NT, y no de las de nube-nube, tendremos que nuestro conocimiento a nivel operativo de la actividad eléctrica tormentosa es solo parcial. Varios trabajos han mostrado que el número de descargas nube-nube, NN, aumentan drásticamente cuando comienzan las corrientes ascendentes muy intensas y/o cuando se incrementa la extensión horizontal de la precipitación en la región de cambio de fase (p. ej., LHERMITTE AND KREHBIEL, 1979; MACGORMAN ET AL., 1989; DYE ET AL., 1999). Generalmente el porcentaje de descargas NN suele ser mayor que el de NT.

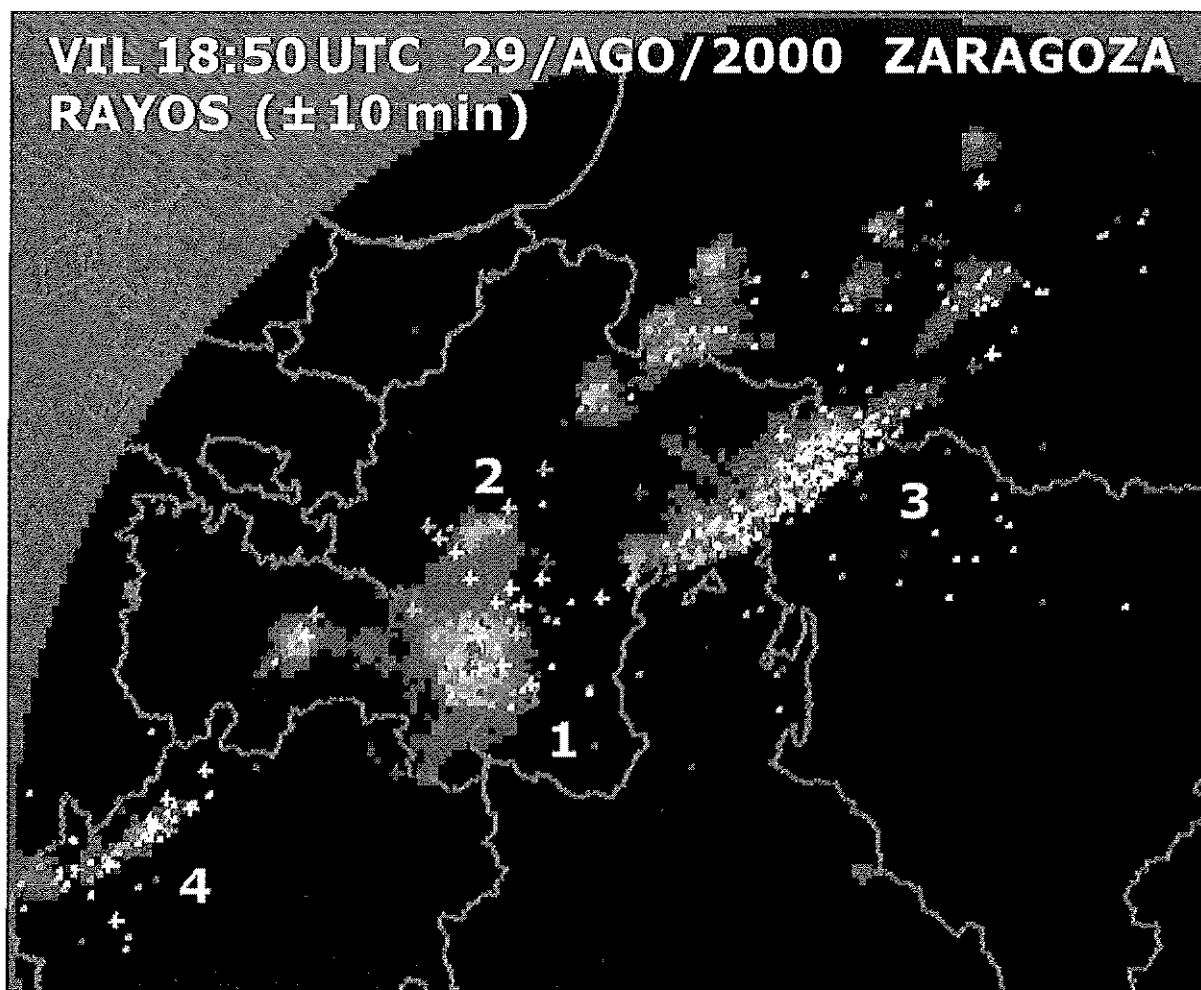


Figura III.6.2. Distribución de rayos negativos y positivos sobre una imagen de VIL del radar de Zaragoza correspondiente al día 29 de agosto de 2000.

Actualmente se están abriendo nuevas perspectivas con el análisis tridimensional, 3D, de la estructura de las descargas eléctricas. Los primeros resultados y redes experimentales se están desarrollando en EEUU, pero su aplicabilidad en tiempo real aún está algo lejana. En el Anexo II se puede ver un resumen de la técnica 3D.

Un hecho común a la convección profunda es que las estructuras tormentosas que se desarrollan en un mismo entorno sinóptico y en un parecido marco mesoescalar pueden generar patrones de rayos diferentes, ya que la propia convección puede crear perturbaciones a escala de tormenta que modifiquen sus manifestaciones eléctricas.

En el ejemplo de la Figura III.6.2 podemos ver una imagen de VIL-grid del radar de Zaragoza donde se han superpuesto los rayos en una ventana temporal de  $\pm 10$  minutos alrededor de la hora de referencia de la imagen base. Mientras que las células muy activas, "1" y "2", muestran un número relativamente elevado de rayos positivos respecto a los negativos, las "3" y "4" poseen un alto porcentaje de negativos.

Los resultados parciales obtenidos con los datos de las redes de detección de rayos en diferentes zonas del mundo no son concluyentes, generales y extrapolables de manera absoluta a entornos operativos. Por ejemplo, se ha observado en EEUU que las intensidades de ciertas granizadas de tipo "severo" están relacionadas con tormentas que poseen una gran cantidad de rayos, pero el 75% de los centros de rayos estudiados en días con granizo no llevaban asociado granizo de tamaño grande. Las mismas conclusiones se han obtenido para vientos fuertes y tornados.



### III.6.2. Usos y limitaciones de los datos de rayos

Pasaremos a dar unas ideas básicas sobre el uso cualitativo de los datos de rayos en relación con ciertos fenómenos en superficie para los que existen estudios contrastados, aunque ciertamente parciales.

#### Rayos negativos y su relación con la precipitación convectiva

Los principios básicos que relacionan la densidad de descargas con la intensidad de precipitación o generación de lluvia convectiva descansan en la existencia y contenido de las fases de hielo en las nubes convectivas. Esto es, si la precipitación generada está relacionada con la cantidad de cristallitos de hielo y granizo blando (precipitación generada o basada en la fase de hielo) entonces la relación entre la generación de descargas (NN + NT) y las zonas de precipitación convectiva será "robusta". Por contra, si la precipitación generada en superficie está relacionada con los procesos de lluvia "cálida", donde el crecimiento de las gotitas de agua líquida se realiza por coalescencia y colisión, entonces la relación se debilita e incluso deja de existir, dándose el caso de situaciones con pocos rayos asociadas a lluvias intensas y torrenciales.

La precipitación asociada a las zonas de lluvia de tipo estratiforme en los SCM está cualitativamente relacionada con un aumento relativo de rayos positivos en dicha zona. Esta relación es menos significativa que la existente entre los máximos de rayos negativos y las zonas de precipitación convectiva.

Existen estudios donde se relacionan los máximos de densidad de rayos negativos con las zonas de máximos de lluvia convectiva asociados a convección profunda y organizada (SCM). Esta relación también se ha obtenido para estructuras de menor tamaño que los SCM. Aunque existe una buena concordancia entre ambos máximos, no es menos cierto que esta relación no es siempre directa y universal. Basta pensar en las tormentas secas para tener un ejemplo que va en contra de esta relación: una gran cantidad de rayos no lleva forzosamente implícito altas intensidades de precipitación, aunque lo normal es que así sea. En otro extremo tendríamos las lluvias convectivas de tipo "cálido", que analizaremos posteriormente.

La relación entre focos de lluvias intensas de origen convectivo y la densidad de rayos depende de qué procesos microfísicos se den en las nubes para generar la precipitación:

- Predominio de procesos en los que interviene la fase de hielo (cristallitos de hielo y, sobre todo, granizo blando): la relación es alta. Nubes de lluvia de tipo "frío". Ejemplo más representativo: tormentas de primavera-verano con precipitación.
- Predominio de los procesos en los que interviene la fase de agua líquida: relación baja o nula. Nubes con precipitación de tipo "cálido". Ejemplos más representativos: tormentas tropicales oceánicas y algunas tormentas otoñales en la zona mediterránea.

En la Figura III.6.3 se puede observar dicha relación (máximos de rayos negativos/máximos de precipitación) para el caso del 9-10/junio/2000 en el NE peninsular (lluvias torrenciales en la zona de Montserrat).

En ella observamos como los máximos de precipitación acumulada radar están relativamente bien relacionados con los máximos de densidad de rayos. Las potencialidades y limitaciones del radar al estimar las acumulaciones se ven en la imagen inferior: la traza de la convección más profunda del interior peninsular (zona de Aragón) se ve bien reflejada en dicha imagen, la convección menos profunda, pero organizada y, aparentemente, más eficiente en precipitación sólo da señales significativas en las proximidades del radar. Obsérvese como el apantallamiento y las zonas de sombra en el área de Montserrat se reflejan en la acumulación radar como mínimos relativos muy acusados, mientras que los datos de densidad de rayos sugieren otro máximo relativo de descargas.

Siguiendo con este ejemplo, si descendemos a análisis horarios podemos observar que, véase Figura III.6.4, no podemos deducir que una disminución en la actividad eléctrica lleve forzosamente implícito una disminución en la intensidad de precipitación convectiva. Entre 01 y 02 UTC (Figura III.6.4a) se

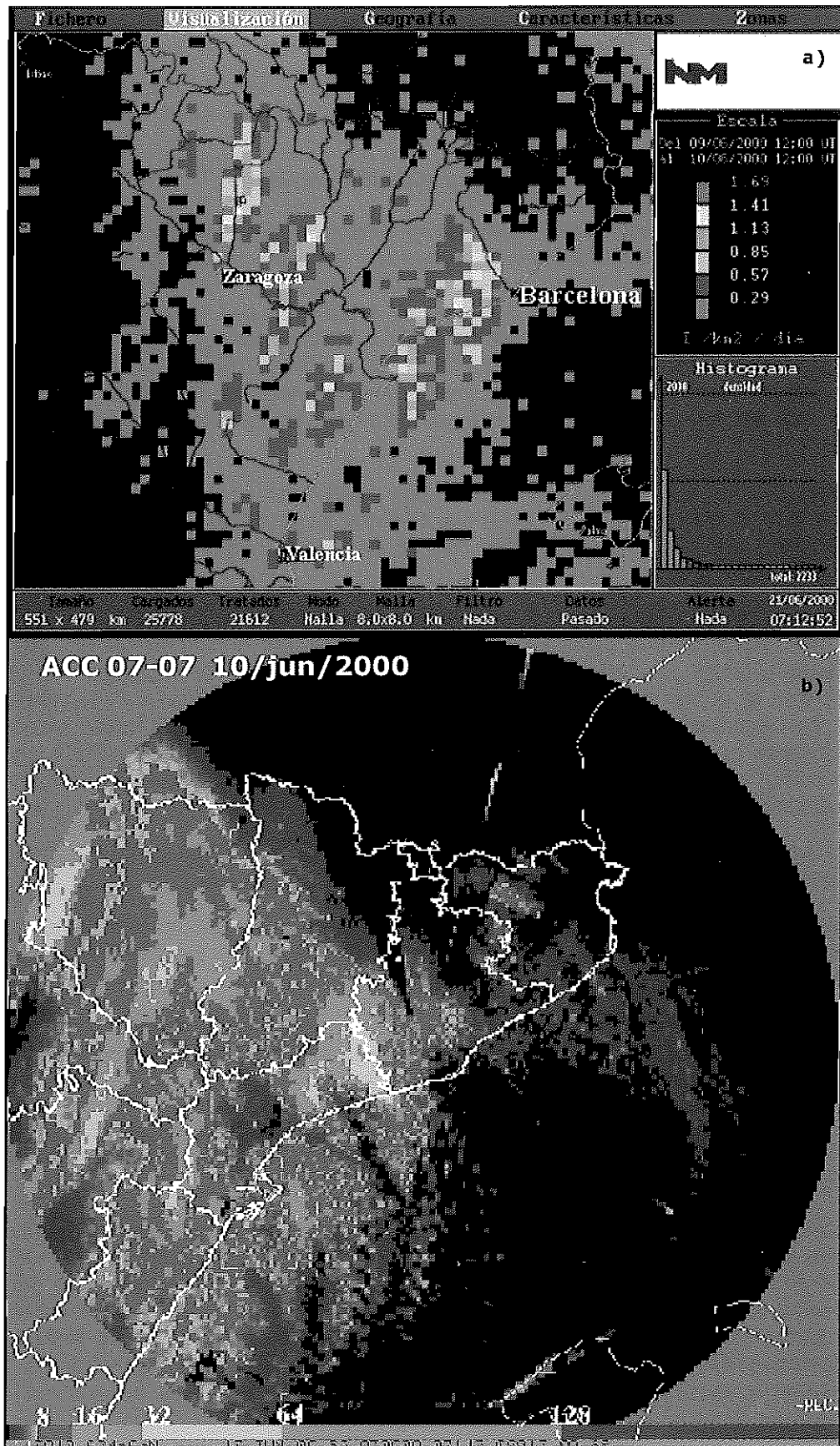


Figura III.6.3. Imágenes de: (a) la densidad de rayos acumulados en 24 horas y (b) acumulación de precipitación en 24 horas del radar de Barcelona (mm) para la situación del 10 de junio de 2000 donde se produjeron lluvias intensas y torrenciales en el área del Monasterio de Montserrat y zonas limítrofes.

registran más rayos que entre 02 y 03 UTC (Figura III.6.4b), y su número va descendiendo en horas posteriores: 03-04 y 04-05 UTC (Figuras III.6.4c y d). Por contra, el posible realce orográfico de la precipitación y la respuesta hidrológica de la cuenca de la zona de Montserrat fueron, en último extremo, los causantes de las grandes pérdidas materiales.

En otros ejemplos, que no incluimos en esta Nota Técnica, podemos observar que existen otras relaciones entre diferentes tipos de datos: zonas donde existe una buena correspondencia entre los máximos con otras de menor relación. Además de la casuística diaria, existen dos situaciones convectivas donde esta relación no es inmediata: tormentas secas y lluvias convectivas de tipo cálido.

### **Tormentas secas**

Se definen así aquellos núcleos convectivos que se desarrollan en entornos de extrema sequedad en capas bajas, pero con marcada inestabilidad, generando en superficie precipitaciones de escasa intensidad, digamos de menos de 1 mm/h. En general, van acompañadas de gran cantidad de rayos pues pueden elevar gran cantidad de cristallitos de hielo y granizo blando. Las bases nubosas están tan relativamente altas que la precipitación que genera la nube se evapora antes de llegar a la superficie.

### **Lluvias convectivas de tipo "cálido"**

Como se indicó en el Capítulo III.1, *Lluvias intensas de origen convectivo*, las lluvias convectivas de tipo "cálido" son aquellas que poseen grandes porciones de ecos de precipitación en torno a la isoterma de 0°C y, sobre todo, por debajo de ella. Comparadas con las zonas de precipitación a temperaturas más bajas, las precipitaciones son mayoritariamente en forma líquida y muy eficientes; por contra, la cantidad de granizo blando que existe en su seno no es elevada. El resultado es que los procesos que favorecen la generación y separación de cargas eléctricas en la nube están muy limitados y la cantidad de rayos que se genera es mínima.

En estas condiciones no es posible establecer relaciones cualitativas entre la densidad de rayos negativos y las zonas de máxima precipitación convectiva de forma tan clara como en otros casos.

En la Figura III.6.5 vemos un ejemplo de este tipo de situación. Durante los días 22 y 23 de octubre de 2000, en las provincias de Teruel y Zaragoza, así como en la Comunidad Valenciana, se produjeron lluvias muy intensas con escasa o nula actividad de rayos. Hemos tomado como hora de referencia las 16:00 UTC y se presentan los rayos de la hora precedente para ilustrar este tipo de lluvias con escasa o nula actividad eléctrica.

### **Rayos positivos y convección intensa: algunas evidencias parciales**

Existen algunas evidencias parciales asociadas a ciertas tormentas severas que generan un número relativamente alto de rayos positivos y que, preferentemente, producen bajas cantidades de precipitación (p. ej., BRANICK AND DOSWELL, 1992). Aún más, se ha observado que existe una concordancia espacial entre los días con tiempo "severo" y tormentas que poseen un predominio de rayos positivos en EEUU, como se pone de manifiesto en la Figura III.6.6, que está referida a las tormentas de período "cálido". Este hecho se puede explicar, de forma muy simplista, teniendo en cuenta el modelo dipolar de la nube tormentosa, véase Figura III.6.7. Cuando se incrementan las corrientes ascendentes de forma notoria, el centro de cargas negativas se eleva a zonas altas de forma que aumentan las descargas NN, disminuyendo de esta forma los rayos negativos -NT. En estas condiciones, la actividad de rayos casi desaparecería y se mantendría la asociada a los rayos positivos no apantallados por las cargas negativas que han ascendido. Este proceso existirá hasta que la intensidad de las corrientes ascendentes disminuya y haga descender el centro principal de cargas negativas, aumentando de nuevo las descargas negativas. Todo ello se ve favorecido por una moderada cizalladura vertical del viento. A esta estructura eléctrica se le denomina modelo dipolar elevado y constituye otro caso en el que la concentración de granizo blando y cristales de hielo en altura es intensa pero, por contra, la relación entre el número de rayos y la precipitación en superficie es baja.

No es menos cierto que muchas tormentas "severas" no llevan asociado este patrón de comportamiento, por lo que este modelo conceptual no se puede aplicar de forma general. Existen también situaciones de tormentas "severas" en EEUU en las que no existen rayos de ningún tipo.

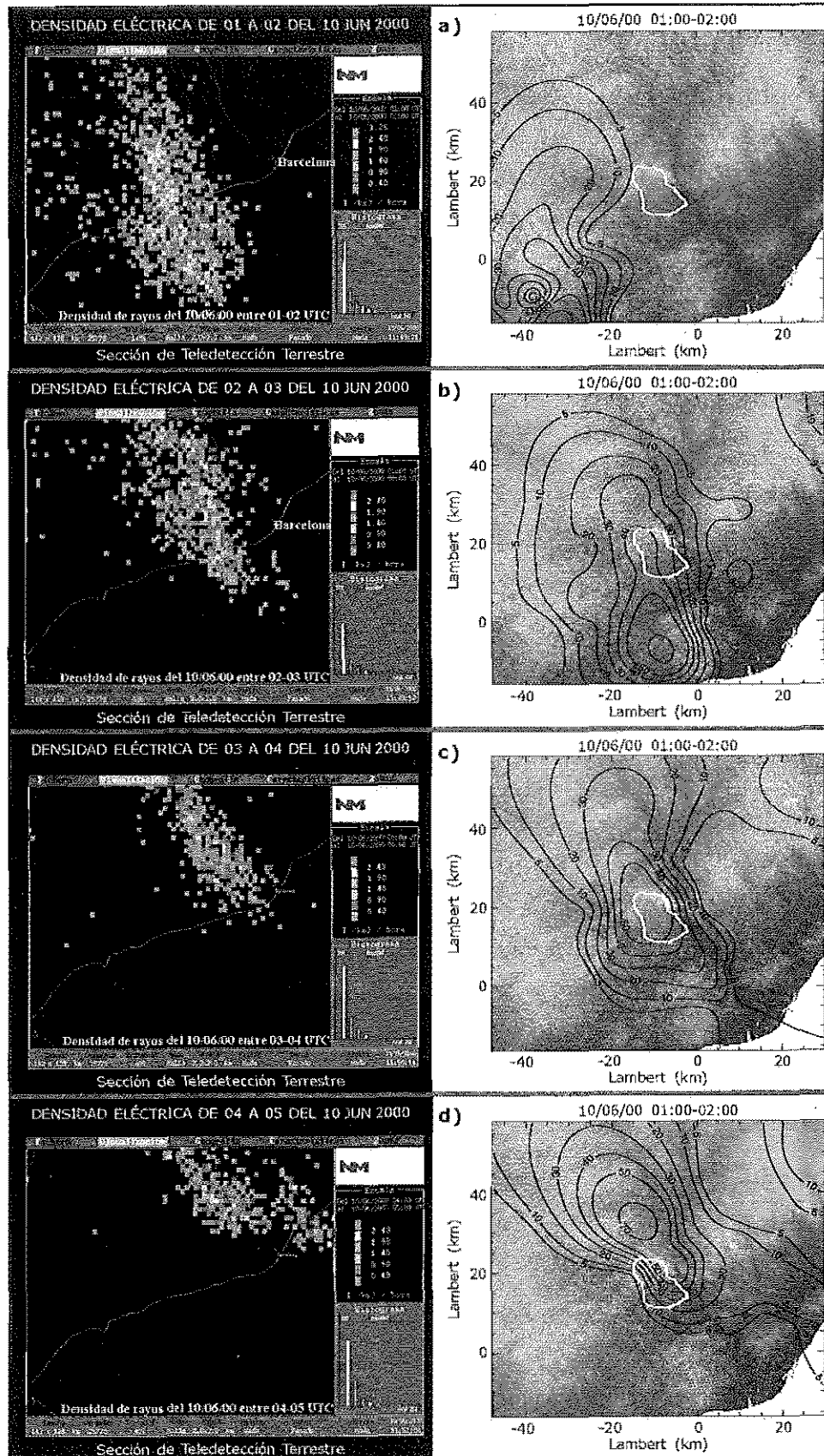


Figura III.6.4. Densidad total de rayos horarios detectados el 10/junio/00 en las cercanías de Barcelona (imágenes proporcionadas por Francisco P. Puebla, del Servicio de Teledetección) y mapas de Isoyetas horarias, proporcionadas por la Universidad Politécnica de Cataluña, Dept. Ingeniería Hidráulica (SEMPERE ET AL, 2000): a) 01-02, b) 02-03 c) 03-04 y d) 04-05, todas en horas UTC.

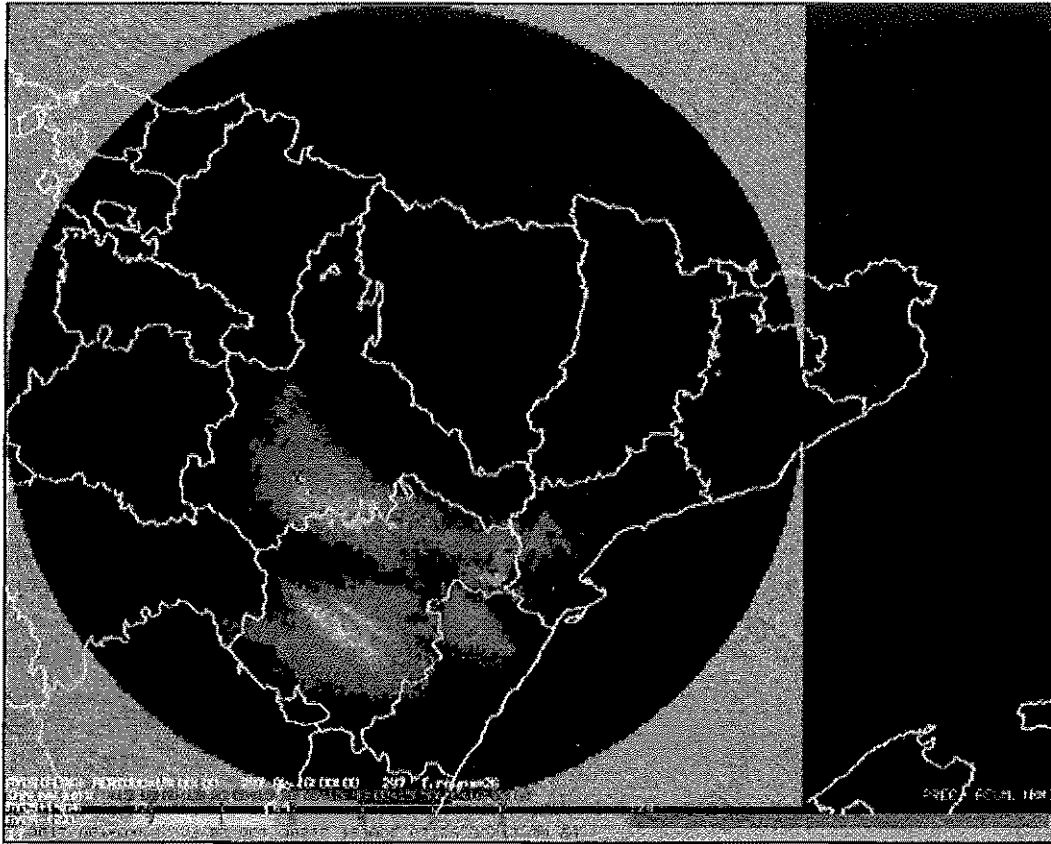


Figura III.6.5. Acumulación horaria de las 16:00 UTC del radar de Zaragoza y rayos en la hora precedente para la situación de lluvias intensas del 23 de octubre de 2000 en el SE de Aragón.

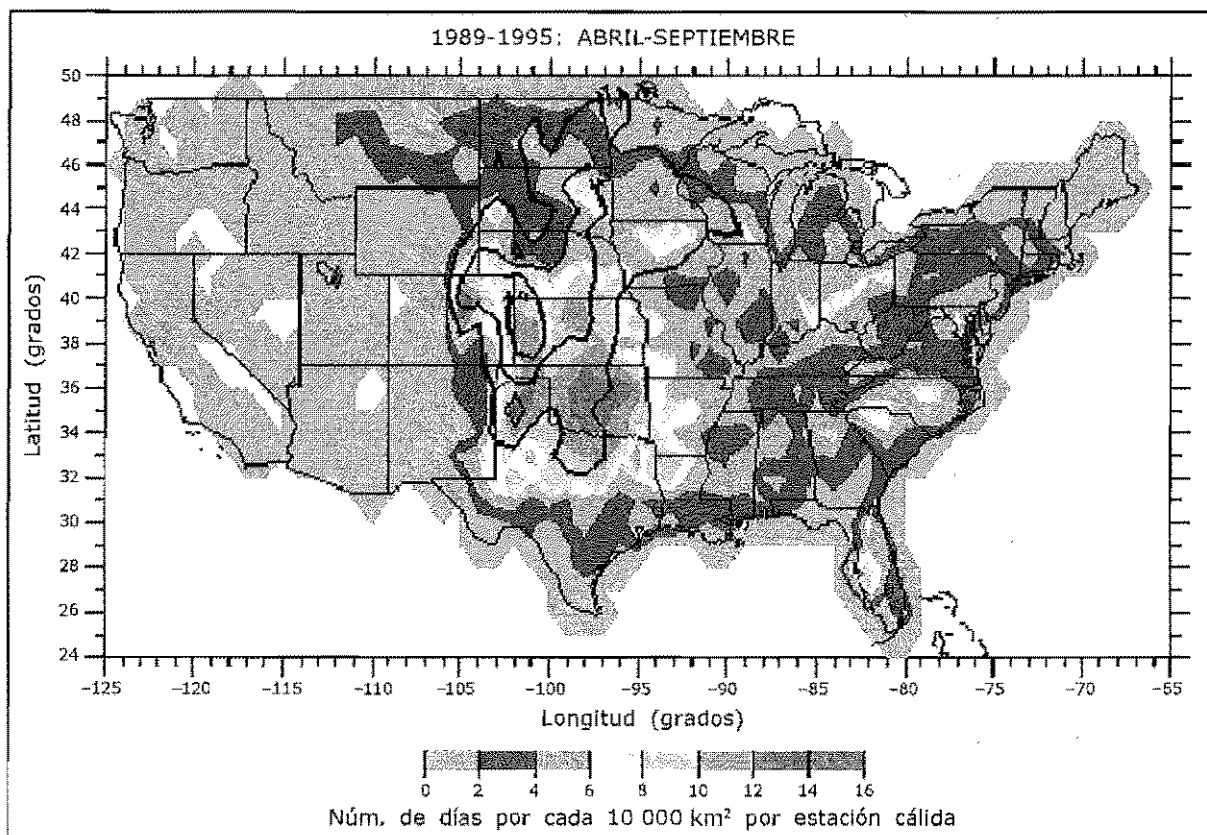


Figura III.6.6. Días de tormentas severas y tormentas con predominio de rayos positivos.



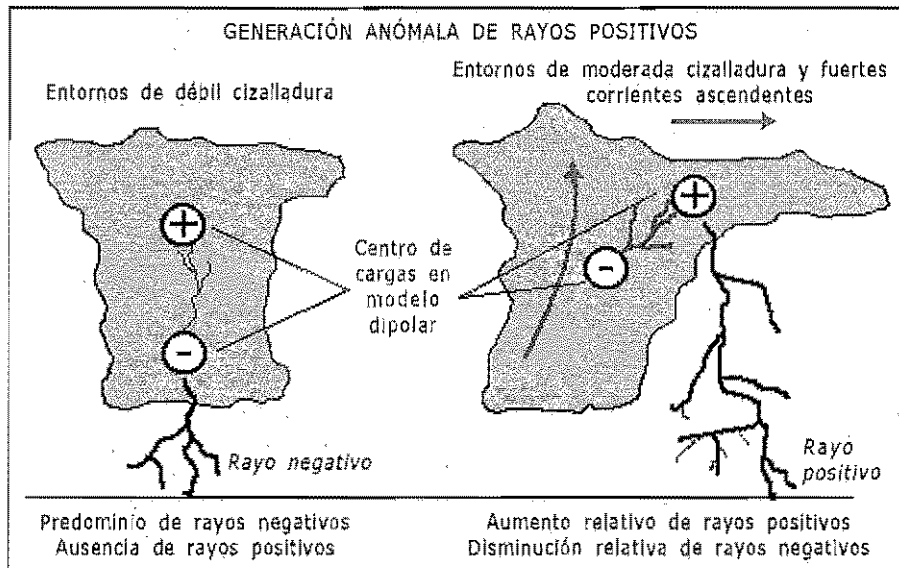


Figura III.6.7. Generación anómala de rayos positivos.

Lo que sí es cierto es que tormentas muy activas (digamos con VIL moderados-altos) que se desarrollan rápidamente y que además llevan asociado un número anómalo de rayos positivos respecto a los negativos, tienden a desarrollar algún tipo de fenomenología adversa en superficie en momentos posteriores, lo que puede ser un chivato útil en la operatividad diaria. Veamos algunos ejemplos cercanos a la Península.

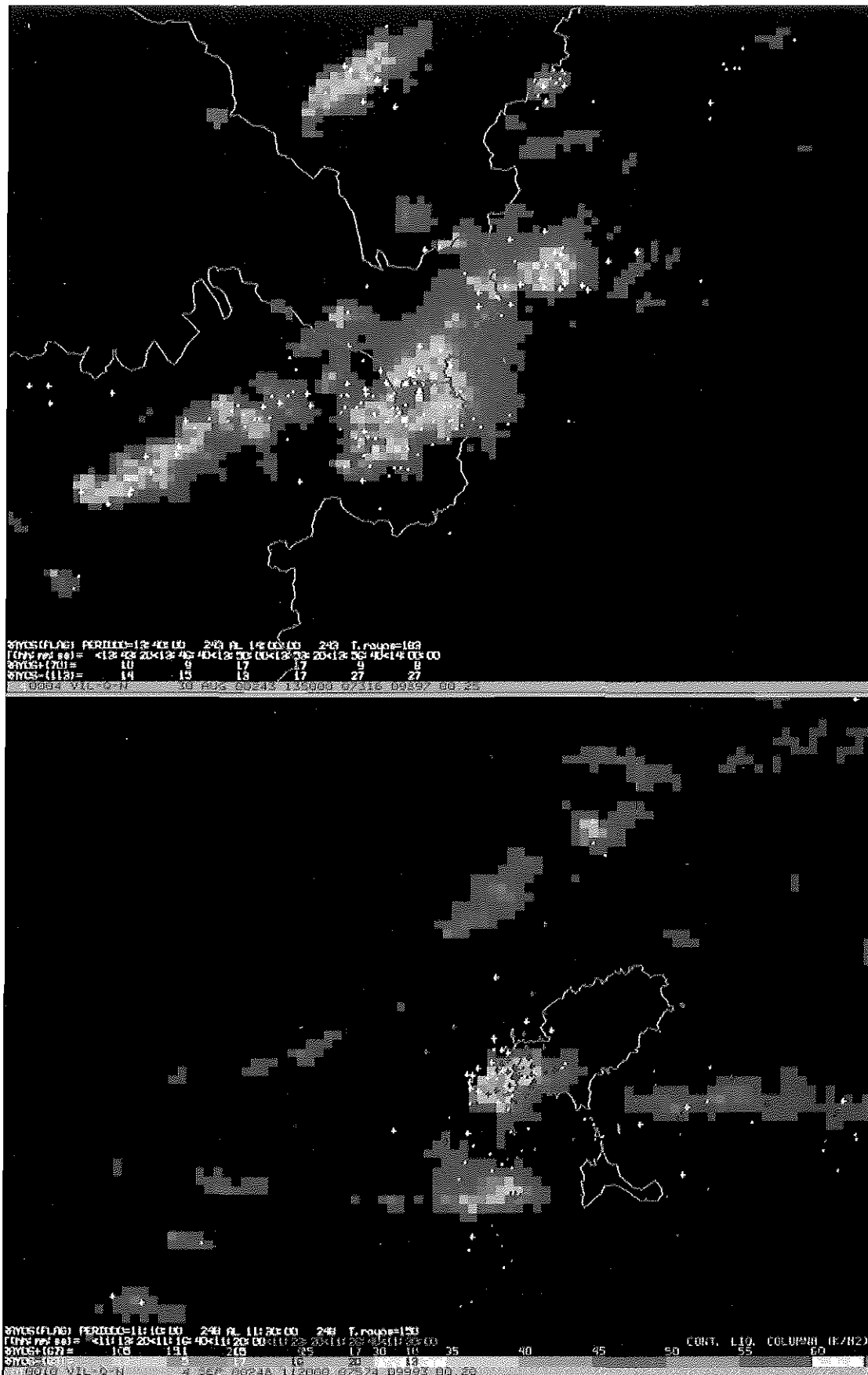
**Granizadas intensas.** En este ejemplo del 30 de agosto de 2000, Figura III.6.8, vemos un detalle de la imagen de VIL de las 13:50 UTC tomada por el radar de Zaragoza. Al NE de Teruel se observan valores de VIL muy intensos, del orden de  $60 \text{ kg m}^{-2}$ . Llama la atención el número elevado de rayos positivos asociado a las tormentas de esta zona y áreas limítrofes. Se recogieron pedriscos del tamaño de "pelotas de frontón" en algunas zonas de la provincia de Teruel.

**Lluvias significativas.** El 4 de septiembre de 2000, como podemos ver en la Figura III.6.9, Ibiza se vio afectada por núcleos convectivos moderados. Una de las células más activas afectó a la isla entre las 11 y 12 UTC. En su fase de desarrollo y madurez, la célula mostró un número de rayos positivos relativamente alto. A las 11:20 observamos el VIL de una estructura con valores moderados. Llama la atención el número elevado de rayos positivos. Estas características se mantuvieron mientras la perturbación barría de oeste a este la isla, también su movimiento puede catalogarse como anómalo respecto al resto de las células que se formaron en las proximidades.

**Anomalías absolutas de rayos positivos en la zona del Mediterráneo.** En el área mediterránea se ha observado, en condiciones de inestabilidad, que algunas células convectivas muestran una estructura de rayos opuesta a la de las tormentas clásicas: gran número de rayos positivos, en términos absolutos, respecto al de negativos, que se sitúan justamente en la zona más activa de la convección. Todo ocurre como si la estructura dipolar estuviera invertida: dipolo invertido. El por qué ocurren estas anomalías no está todavía explicado en profundidad. Véase el ejemplo del 18 de septiembre de 2000, a las 10:40 UTC, en la Figura III.6.10. Solo se muestran las células 1 y 2, realizadas a partir de 40 dBZ (umbral de trabajo del procedimiento 2D-M). Los rayos asociados a cada una de ellas están en magenta y cian, respectivamente.

Como resumen cabe destacar:

- Tormentas moderadas o intensas que llevan asociado un número relativamente alto de rayos positivos, respecto al de rayos negativos, suelen ser células que merecen especial atención por parte del predictor, preferentemente en el período de primavera-verano. Pero existen tormentas intensas donde la estructura de sus rayos asociados es completamente diferente a la anterior.
- Se han observado algunas tormentas en el área mediterránea que muestran una estructura de rayos, durante parte de su ciclo de vida, con un gran predominio de rayos positivos frente a los negativos.



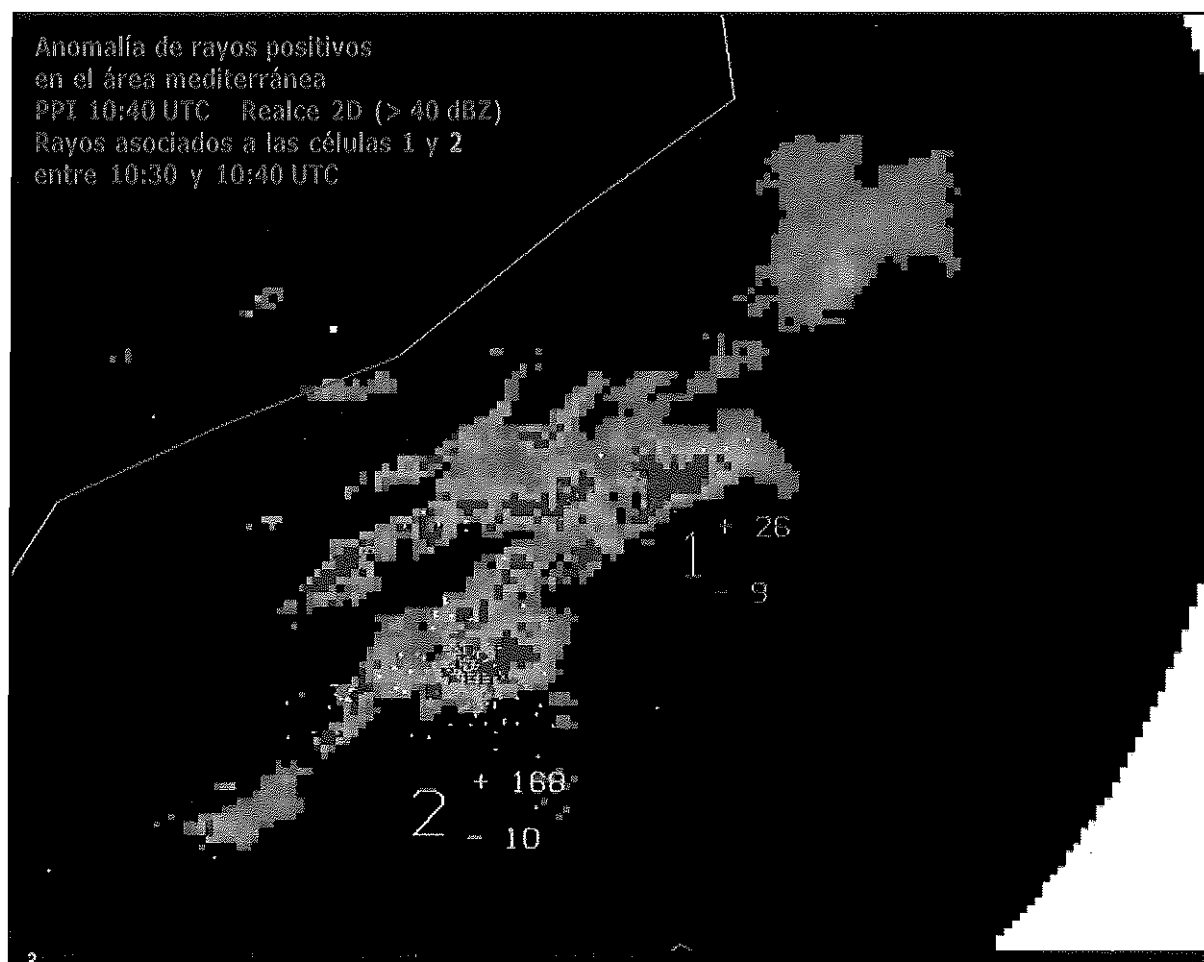


Figura III.6.10: Anomalías de rayos positivos en el Mediterráneo.

### Fiabilidad de la extrapolación radar y subestructuras celulares

Los métodos de extrapolación por centroides son muy sensibles a las divisiones, fusiones, criterios de asignación entre células en dos instantes determinados, etc. Así, cuando se asigna una velocidad a una célula, que ha sido seguida en dos instantes sucesivos en las imágenes radar y su vector velocidad se desvía mucho del viento medio, el procedimiento puede reasignarle dicho viento rector al no cumplirse unos criterios de control de calidad de asignación previamente establecidos.

Así, por ejemplo, en el área mediterránea es común observar que la propagación celular puede tener desviaciones muy marcadas del viento medio o rector, incluso cuando este es moderado o intenso. En este caso, el procedimiento de seguimiento y extrapolación celular 2D-M puede considerar algunos desplazamientos de los centroides como erróneos y asignará a la célula radar el viento medio rector como vector de desplazamiento celular. Algo parecido ocurre cuando la célula es nueva o cuando se inicia el proceso por primera vez: la asignación del desplazamiento, por el viento medio, se realiza a partir de los datos del modelo. En estas condiciones es muy útil plotear los rayos sobre las células radar para confirmar si dicho movimiento asignado es más o menos correcto mediante la "traza o el reguero de rayos" sobre la imagen radar. Si la tormenta es muy activa, desde el punto de vista eléctrico, 10 min puede considerarse como una ventana temporal aceptable; si no es así, se deberían plotear rayos en una ventana temporal mayor.

*Ejemplo.* En la Figura III.6.11 podemos ver las imágenes del PPI de Barcelona del 18 de septiembre de 2000 de las 11:20 y 11:30 UTC, así como las salidas del procedimiento 2D-M con un umbral de trabajo de 40 dBZ.



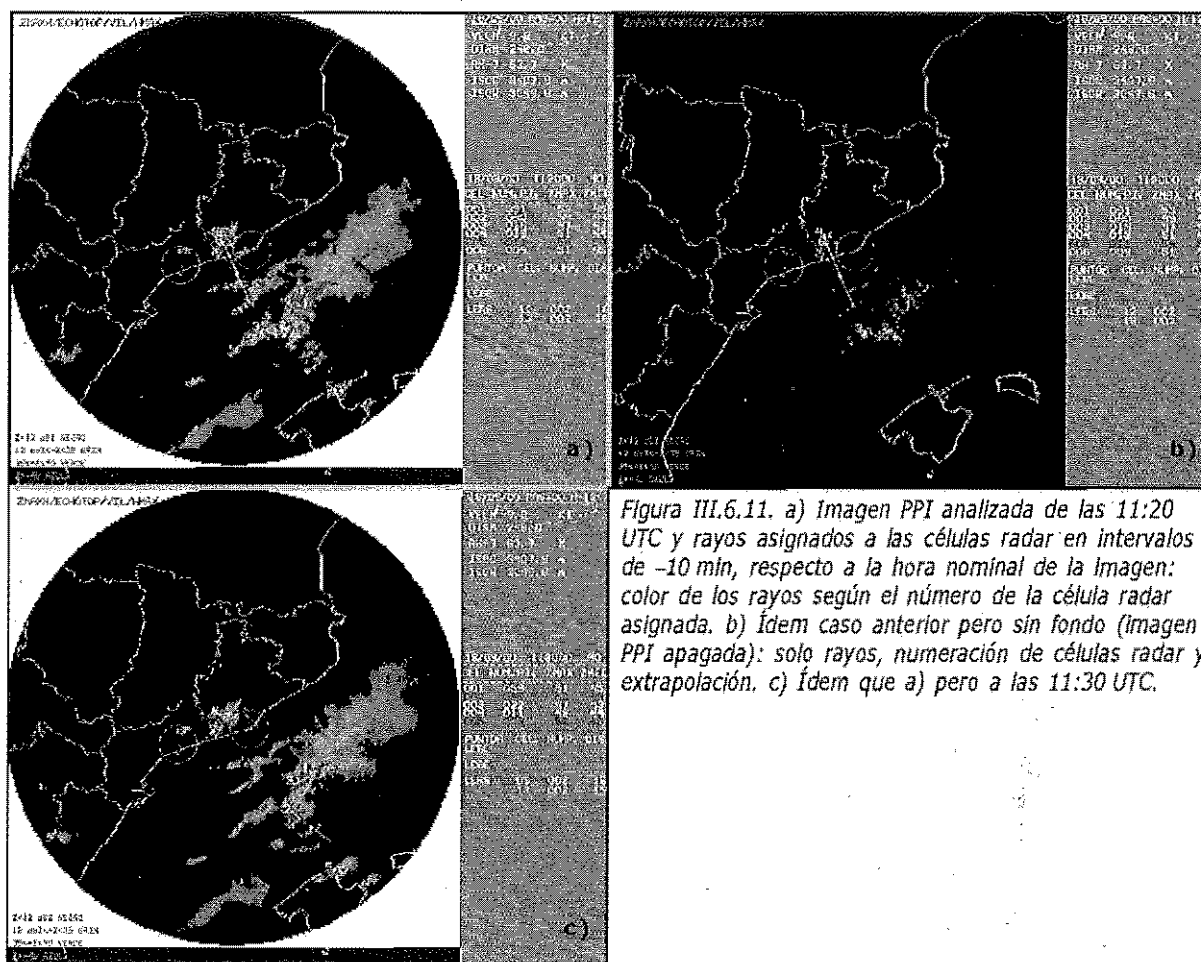


Figura III.6.11. a) Imagen PPI analizada de las 11:20 UTC y rayos asignados a las células radar en intervalos de -10 min, respecto a la hora nominal de la imagen: color de los rayos según el número de la célula radar asignada. b) Ídem caso anterior pero sin fondo (imagen PPI apagada): solo rayos, numeración de células radar y extrapolación. c) Ídem que a) pero a las 11:30 UTC.

#### Comentarios de la situación a las 11:20 UTC:

- Célula 1: está aparentemente formada por tres subestructuras fácilmente identificadas por los rayos. Su desplazamiento a 10 min parece ser en dirección NW-SE.
- Célula 6: la asignación de velocidad por el método de centroides es aparentemente errónea. Sus rayos, en azul, confirman que es una célula tormentosa de desplazamiento lento.
- Célula 5: la velocidad asignada es la del viento medio, al ser de nueva generación. Los rayos asignados en rojo no soportan la dirección del flujo medio del viento que se le atribuye por el procedimiento. No confunda los centroides, en rojo, de otras células tormentosas radar que se encuentran a la derecha de la 5. Los rayos de esta última, también en rojo, nos indica un desplazamiento NW-SE.
- Células 2 y 3: velocidades asignadas fiables.

#### Comentarios de la situación a las 11:30 UTC:

- Se confirman las anteriores ideas que se tenía sobre los desplazamientos de las células 4 y 5, proporcionadas por los datos de rayos.
- Célula 3: proviene de la anterior 1, que según los datos de rayos estaba formada por tres estructuras, y que en estos momentos ya se ha dividido en solo dos. Asignación de velocidad por primera vez e igual al viento medio. Sería útil analizar los rayos de esta célula para confirmar dicho desplazamiento inicial dado por viento medio del modelo.

Vemos que el uso combinado y racional de los datos de radar y rayos nos puede proporcionar una información adicional más útil que el uso por separado de cada uno de estos datos.

### **Rayos positivos en la zona de lluvia "estratiforme" de los sistemas convectivos de mesoescala**

El crecimiento de la zona de lluvia estratiforme ligada a los sistemas convectivos va normalmente asociada a un aumento relativo de rayos positivos en dicha área y distribuidos de forma irregular. Sus implicaciones en los posibles efectos en superficie no son importantes y notorias. La razón de este aumento relativo se debe a que las cargas positivas de niveles muy altos, generadas en la zona de torrones convectivos, son advectadas corriente abajo por el flujo rector, quedando desplazadas en la vertical respecto al centro de cargas negativas de los núcleos convectivos. Al no ser apantalladas por estas últimas, en la zona de precipitación estratiforme se producen algunos rayos de signo positivo.

#### **III.6.3. Conclusiones**

---

Hoy por hoy, no se pueden utilizar los datos de rayos de forma aislada para inferir qué está ocurriendo en superficie desde el punto de vista fenomenológico: granizo, vientos fuertes, tornados, lluvias intensas, etc.). En otras palabras, no es inmediato relacionar la intensidad de la convección, así como sus posibles efectos en superficie, con la cantidad de rayos detectados.

Por este motivo no es recomendable utilizar los adjetivos de tormentas intensas o muy intensas exclusivamente a partir de los datos de rayos.

La utilidad de estos datos se realza al superponerlos con los datos de radar, sobre todo allí donde los datos radáricos son ambiguos (zonas apantalladas, áreas con sombras, montañas, ...). Las mismas ideas son aplicables a los datos de satélite.

Su potencialidad queda de manifiesto cuando la actividad eléctrica de una tormenta es notoria, apareciendo gran cantidad de descargas. En estos casos podemos inferir, casi en tiempo real, la estructura celular tormentosa y el movimiento individualizado de cada una de dichas células.

No existen modelos conceptuales fiables de comportamiento general de rayos, en cuanto a los fenómenos que puedan ocurrir en superficie. En la actualidad sólo existen algunos patrones que, en determinadas ocasiones, pueden ser útiles a nivel operativo:

- Una alta densidad de rayos negativos puede estar relacionada en muchas ocasiones, pero no siempre, con máximos de intensidad de precipitación convectiva.
- El aumento relativo de los rayos positivos al crecer los ecos de precipitación de tipo "estratiforme" en los SCM.
- La ausencia de rayos negativos y/o aumento relativo de los rayos positivos en ciertas estructuras radáricas convectivas potencialmente intensas.

Siempre hay que tener en cuenta que la información de rayos (descargas nube-tierra) es solo una información parcial de la actividad eléctrica que acontece dentro de una tormenta.

#### **III.6.4. Anexos**

---

##### **ANEXO I: Aplicaciones de los datos de la red de detección de rayos**

En cualquier actividad de vigilancia de la convección es fundamental el análisis de los datos de rayos y su integración con otro tipo de datos de teledetección. Sus usos se pueden resumir:

##### **Existencia de tormentas en zonas mal cubierta por los radares:**

- Áreas de cobertura radar nula, pobre o mala: zonas marítimas, de bloqueo radar, etc.
- Caída o mal funcionamiento de un radar.

##### **Condiciones convectivas en situaciones especiales:**

- La ausencia de rayos ligados a ecos muy intensos potencialmente convectivos puede ser usada para inferir si estos son ecos de tierra y se deben a la existencia de propagación anómala.

- La ausencia o escasez de rayos, preferentemente negativos, en situaciones de convección muy intensa puede indicarnos la existencia de fortísimas corrientes ascendentes que elevan los centros de carga a niveles muy altos.

***Inicio de convección:***

- Los datos de rayos, por su disponibilidad en tiempo real, puede ser un indicador del inicio de la convección frente a los intervalos discretos de exploración de otros datos de teledetección. La disponibilidad de datos de las descargas NN nos podría alertar, aun antes, del inicio de la actividad tormentosa.

***Cobertura:***

- Cirros espesos desde satélite pueden ocultar los focos tormentosos.
- La resolución espacial del dato de rayos puede ser mejor en determinadas zonas que la del propio radar.
- A veces, los rayos muestran las zonas y células más activas mejor que el radar. Así ocurre con algunas tormentas embebidas en áreas de lluvia estratiforme.

***Los datos no son "sensibles" a las inclemencias atmosféricas:***

- La caída de una antena detectora no implica la ausencia del suministro de la información de la red, aunque sí puede afectar a la precisión de los datos en un área determinada.

***Configuraciones de rayos:***

- Los rayos presentan la configuración tormentosa a nivel celular mejor que el satélite.
- Los datos de rayos pueden ser los primeros en mostrar signos de evolución de tormenta aislada a estructura en línea.

***Reactivaciones:***

- Los rayos pueden mostrar o indicar las reactivaciones de forma muy simple.

***Disipación (reglas que no son ampliamente generalizables):***

- En muchas ocasiones, cuando la actividad de rayos decae, la señal radar también disminuye con cierto retraso, entre 10 y 20 minutos más tarde. Este retraso es de 30 min o más en relación con el "calentamiento" de los topes nubosos al decaer la actividad eléctrica. Estos hechos no son extrapolables directamente a las situaciones de lluvias intensas en las zonas mediterráneas.
- Una disminución de rayos negativos en la zona de lluvia convectiva seguida de un aumento relativo de los positivos en la zona de lluvia no convectiva es un indicador de que la convección comienza a disiparse.

***Movimiento:***

- La continuidad en la disponibilidad de datos de rayos puede ser de gran ayuda para analizar el movimiento de las células más activas.

***Intensidad de una tormenta:***

- Los rayos están relacionados con los procesos de separación de cargas y estos, a su vez, con la intensidad de las corrientes ascendentes, por lo que es un estimador indirecto de la intensidad de un foco convectivo. Esto ocurre así en muchas ocasiones, pero no siempre.
- Muchas veces, pero no siempre, existe una relación directa entre la frecuencia de rayos negativos y la intensidad de precipitación.
- Aunque los procesos microfísicos que controlan la generación de rayos son parecidos a los que generan el granizo y vientos fuertes en superficie, se observa que no existen relaciones directas y generales entre ellos. Otra manifestación eléctrica involucrada en estos procesos son las descargas nube-nube, de las cuales no poseemos información alguna en la red del INM.

***Limitaciones:***

- Se han visto a lo largo de este capítulo.

## ANEXO II: Sistema de detección y posicionamiento tridimensional de las descargas eléctricas en nubes convectivas

El 3D-LMS (3D Lightning Mapping System), sistema de posicionamiento tridimensional, en fase experimental y desarrollado en EEUU, tiene en cuenta que una descarga eléctrica es un conjunto pulsante de eventos radiativos que se generan al propagarse la descarga dentro de las nubes convectivas. Cada una de estas fuentes energéticas genera agudos máximos de radiación VHF (véase, por ejemplo, KRIEHBEL ET AL, 1999). Antenas en tierra, basadas en sistema GPS y sincronizadas, detectan la posición  $(x, y, z)$  y el instante,  $t$ , en que se produce la máxima señal de radio VHF generada por la sucesión de máximos energéticos de una descarga eléctrica natural. El conjunto de antenas, o sensores de radio de alta sensibilidad, envía dicha información a un analizador central, el cual procesa y muestra la posición de las fuentes emisoras que se han generado al progresar la descarga. Véase la Figura III.6.12.

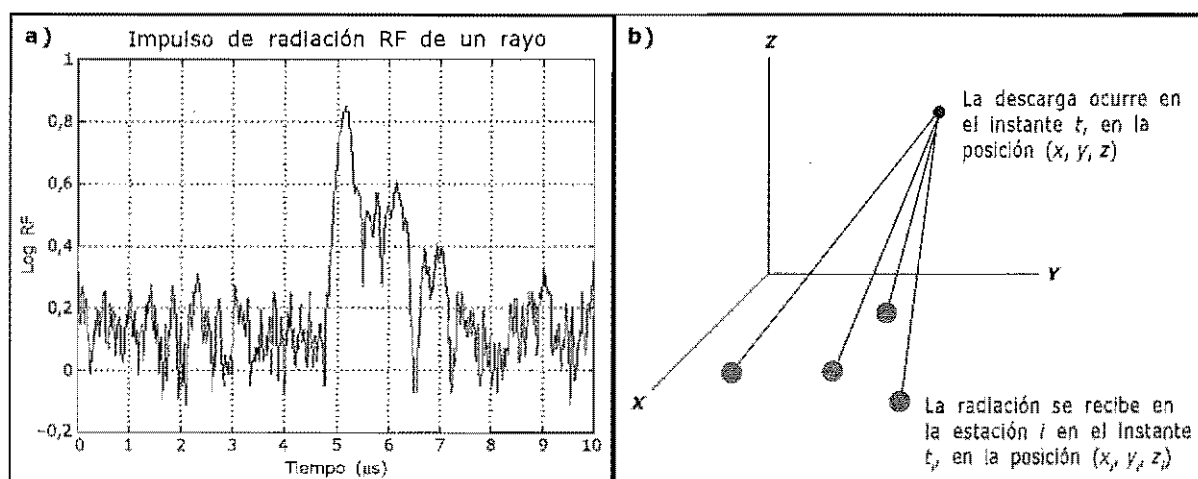


Figura III.6.12. a) Señal generada por una descarga eléctrica en la banda VHF. b) Posicionamiento tridimensional por antenas detectoras de los máximos energéticos asociados a una descarga.

El sistema puede presentar, para una descarga dada, la traza tridimensional seguida en la nube o mostrar la densidad de fuentes de radiación de todas las descargas en períodos amplios. Complementando a esta red existen los datos de otras redes que detectan los rayos NN o NT de forma convencional. La presentación 3D de una descarga podría ser como se ve en la Figura III.6.13.

Esta figura representa la señal tridimensional dejada por un rayo negativo, que se representa como un triángulo al ser detectado de forma convencional. El rayo se generó alrededor de las 03:52:26 horas y en el período comprendido entre los 26,40 s y 27,00 s dejó una señal generada por 354 eventos radiantes. Cada evento se representa por un punto que aparece coloreado en función del momento en que se produjo, según una escala de colores que va del celeste al rojo. La descripción de los paneles de la figura es la siguiente:

- Panel "a". Altura-tiempo: representa la evolución de la altitud de las fuentes radiantes con el tiempo, en centésimas de segundo. Las fuentes parten desde niveles altos para perder altura con el tiempo.
- Panel "b". Histograma de densidad de puntos radiantes respecto a la altura: nos da cuenta de la densidad de fuentes radiantes con la altura: las máximas densidades se encuentran allí donde comienza a generarse la descarga, en niveles altos.
- Paneles "c", "d", y "e". Representación tridimensional de la descarga: el panel "e" es la proyección de la descarga en el plano XY. La descarga progresa desde el centro del cuadrado hacia el SW. Los paneles "c" y "d" son la proyección de la descarga en el plano ZX y ZY respectivamente. Las fuentes radiantes, posiblemente asociadas a la guía escalonada, pierden altura con el tiempo. Las densidades de las fuentes de radiación son relativamente bajas antes del contacto y transferencia de carga a tierra.

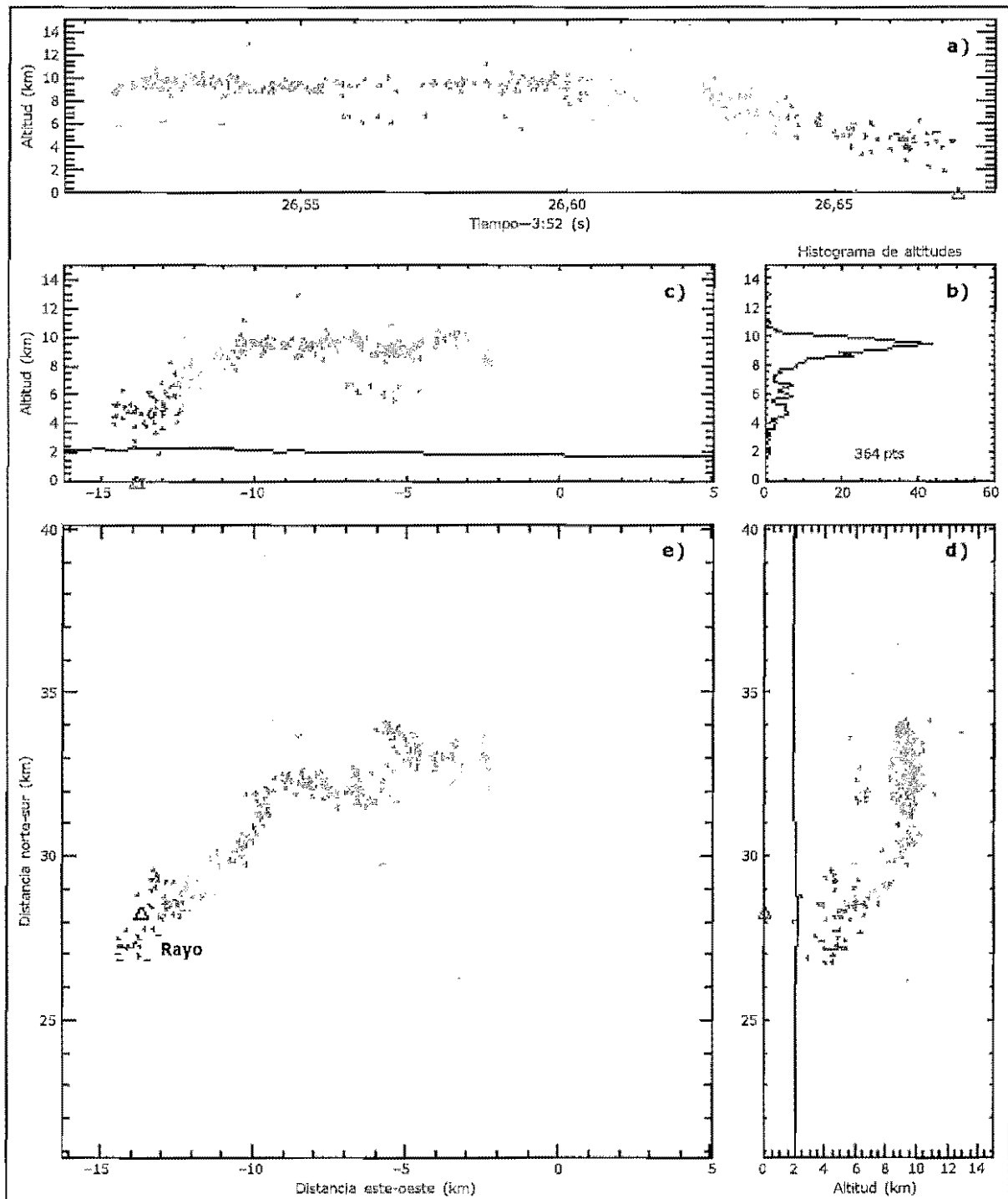


Figura III.6.13. Traza tridimensional de un rayo negativo.

Este rayo negativo dio una traza de fuentes de energía relativamente simple de analizar. Se puede considerar como un rayo relativamente anómalo ya que se generó en la parte alta de la nube y transfirió carga negativa a tierra. Lo normal es que los rayos negativos se generen en el centro principal de cargas negativas, situadas alrededor de los 6-7 km. Se han detectado estructuras 3D más complejas para sistemas convectivos donde existían tornados, granizo, etc.

Si en vez de considerar un rayo aislado, se tiene un conjunto de ellos en períodos más amplios, se suele trabajar representando una nube de densidad con todas las fuentes de radiación generadas por dichos rayos.

### III.7. BIBLIOGRAFÍA

- ÁLVAREZ, J.P., 2000: Estudio situación del 1 de junio de 1999: estructuras radar en forma de arco y su relación con vientos fuertes en superficie. Equipo Técnico del GPV de Valladolid (en prensa).
- AMBURN, S. and P. WOLF, 1996: VIL Density as a Hail Indicator. 18th Conference on Severe Local Storms. San Francisco, CA, Amer. Meteor. Soc., 581-585.
- BLAES, J.L., C.S. CERNIGLIA JR. and M.A. CAROPOLO, 1998: VIL density as an indicator of hail across Eastern New York and Western New England. Eastern Region Technical attachment No. 98-8. NOAA-NWSFO, Albany.
- CARACENA, F., R.L. HOLLE, and C.A. DOSWELL, 1997: Microbursts a Handbook for Visual Identification. NOAA/Forecasting System Laboratory & National Severe Storms Lab.
- CARACENA, F., R. MADDOX, L. HOXIT, and C. CHAPPELL, 1979: Mesoanalysis of the Big Thompson storm. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1-17.
- DYE, J.E. and B.E. MARTNER, 1978: The relationship between radar reflectivity factor and hail at the ground for Northeast Colorado thunderstorms. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1335-1341.
- DOSWELL III, C.A., 1994: Extreme Convective Windstorms: Current Understanding and Research. From: Report of the Proceedings (1994) of the US-Spain Workshop on Natural Hazards (Barcelona, Spain, 8-11 June 1993).
- DOSWELL III, C.A., 1994: Flash flood-producing convective storms: Current understanding and research. Report of the Proceedings of the US-Spain Workshop on Natural Hazards (Barcelona, Spain, 8-11 June 1993).
- DOSWELL III, C.A., C. RAMIS, R. ROMERO and S. ALONSO, 1998: A diagnostic study of three heavy precipitation episodes in the western Mediterranean. *Wea. and Forecasting*, **13**, 102-124.
- DOSWELL III, C.A., H.E. BROOKS and R.A. MADDOX, 1996: Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology. *Wea. and Forecasting*, **11**, 560-581.
- EDWARDS, R. and R.L. THOMPSON, 1998: Nationwide Comparisons of Hail Size with WSR-88D Vertically Integrated Liquid Water and Derived Thermodynamic Sounding Data. *Weather and Forecasting*, **13**, pp. 277-285.
- EILTS, M.D., J.T. JOHNSON, E.D. MITCHELL, R.J. LYNN, P. SPENCER, S. COBB, and T.M. SMITH, 1996: Damaging Downburst Prediction and Detection Algorithm for the WSR-88D. Preprints, 18th Conference on Severe Local Storms, Amer. Meteor. Soc., 541-545.
- FANKHAUSER, J.C., 1988: Estimates of thunderstorm precipitation efficiency from field measurements in CCOPE. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 663-684.
- FUJITA, T.T., 1986: DFW Microburst on August 2, 1985. Univ. of Chicago, SMRP Res. Paper 217 (NTIS No. PB-86-131638), Jan 1986.
- GAYÁ, M., 1996: Fenómenos severos en las Islas Baleares. Parte I: Frentes de racha. Parte II: Tornados. M. CMT de Baleares. IV Simposio Nacional de Predicción, Memorial "Alfonso Ascaso". Madrid, 15-19 de abril de 1996, INM.
- GREENE, D.R. and R.A. CLARK, 1972: Vertically Integrated liquid: a new analysis tool. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 548-552.
- INM/WMO INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON CYCLONES AND HAZARDOUS WEATHER IN THE MEDITERRANEAN. Palma de Mallorca, 14-17 April 1997.
- JANSÁ, A., 1997: A general view about Mediterranean meteorology: cyclones and hazardous weather.
- JANSÁ, A., A. GENOVÉS, J. CAMPINS and M.A. PICORNELL, 1995: Mediterranean cyclones and Alpine heavy-rain flood events, *MAP Newsletter*, **3**, 35-37.
- JANSÁ, A., A. GENOVÉS, R. RIOSALIDO and O. CARRETERO, 1996: Mesoscale cyclones vs heavy rain and MCS in the Western Mediterranean, *MAP Newsletter*, **5**, 24-25.
- JOHNSON, J.T., P.L. MACKEEN, A. WITT, E.D. MITCHELL, G.J. STUMPF, M.D. EILTS and K.W. THOMAS, 1998: The Storm Cell Identification and Tracking (SCIT) Algorithm: An Enhanced WSR-88D Algorithm. *Weather and Forecasting*, **13**, pp. 263-276.
- KITZMILLER, D.H. and J.P. BREIDENBACH, 1995: Detection of severe local storm phenomena by automated interpretation of radar and storm environment data. NOAA Technical Memorandum NWS TDL 82, National Weather Service, NOAA, US Department of Commerce, 33 pp. [Available from Techniques Development Laboratory W/OSD2, National Weather Service, 1325 East West Highway, Silver Spring, MD 20910, USA].
- KITZMILLER, D.H., M.E. CHURMA and M.T. FILIAGGI, 1995: Severe local storm and large-hail probability algorithms in the System for Convection Analysis and Nowcasting (SCAN). Techniques Development Laboratory, Silver Spring, Maryland.
- KREHBIEL, P.R., R.J. THOMAS, W. RISON, T. HAMLIN, J. HARLIN and M. DAVIS, 1999: Lightning Mapping Observations in Central Oklahoma. EOS paper. Langmuir Laboratory. New Mexico.
- LA PENTA, K.D., B.J. McNAUGHT, S.J. CAPRIOLA, L.-A. GIORIANO, C.D. LITTLE, S.D. HREBENACH, G.M. CARTER, M.D. VALVERDE and D.S. FREY, 1995: The challenge of forecasting heavy rain and flooding throughout the Eastern region of the National Weather Service. Part I: Characteristics and events. *Wea. and Forecasting*, **10**, 78-90.

- LENOX, L.R., 1980: Severe Thunderstorm Radar Identification Techniques and Warning Criteria. NOAA Technical Memorandum NWS NSSFC-3, 35 pp.
- LEWIS III, J.A., 1997: Forecasting Large Hail Using the WSR-88D. NWSFO Little Rock, AR.
- MARTÍN, F. and O. CARRETERO, 1995: An observation of the relationship between satellite and cloud-to-ground lightning data in a MCS. 10th Meteosat Scientific Users' Conference, pp. 281-288, Cascais Portugal, 5-9 sep 1994.
- MCCANN, D.W., 1994: WINDEX — A New Index for Forecasting Microburst Potential. *Wea. and Forecasting*, **9**, 532-541.
- RÍOSALIDO, R., 1996: Identificación y caracterización automática de células convectivas en volúmenes radar. IV Simposio Nacional de Predicción. Madrid. INM.
- RÍOSALIDO, R., F. ELIZAGA, O. CARRETERO, F. MARTÍN, 1998: Climatología Satélite de Sistemas Convectivos de Mesoescala en las proximidades de la Península Ibérica: aplicación a la predicción de lluvias torrenciales. Memoria de Investigación, Proyecto CICYT CLI95-1776. (Coincide con la NT núm. 29 del STAP).
- RÍOSALIDO, R., O. CARRETERO, F. ELIZAGA and F. MARTÍN, 1998: An experimental tool for mesoscale convective systems nowcasting. EUMETSAT-SAF Training Workshop on Nowcasting, and very short range forecasting, Madrid, 9-11 December 1998, 127-135.
- RÍOSALIDO, R., O. CARRETERO, F. MARTÍN and F. ELIZAGA, 1997: Mesoscale Convective Systems in Western Mediterranean, a satellite view. INM/WMO International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean.
- ROBERTS, R.D. and J.W. WILSON, 1989: A Proposed Microburst Nowcasting Procedure Using Single-Doppler Radar. *JAM*, **28**, 285-303.
- ROMERO, R., C.A. DOSWELL III and C. RAMIS (2000): Mesoscale numerical study of two cases of long-lived quasistationary convective systems over eastern Spain. *Mon. Wea. Rev.*, **128**.
- ROMERO, R., C. RAMIS, S. ALONSO, C.A. DOSWELL III and D.J. STENSRUD (1998): Mesoscale model simulations of three heavy precipitation events in the western Mediterranean region. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1859-1881.
- SCOFIELD, R.A. and J. ROBINSON, 1990: The "water vapor imagery/theta-e connection" with heavy convective rainfall. Satellite Application Information. Note 90/7, National Environmental Satellite Data and Information Service, NOAA, US Dept. of Commerce, 7 pp.
- SCOFIELD, R.A. and J. ROBINSON, 1992: The "water vapor plume/potential energy axis connection" with heavy convective rainfall. Preprints, Symp. On Weather Forecasting, Atlanta. GA, Amer. Meteor. Soc., 136-143.
- SCOFIELD, R.A. and V.J. OLIVER, 1980: Some improvements to the Scofield/Oliver technique. Preprints, Second Conf. on Flash Floods, Atlanta. GA; Amer. Meteor. Soc., 115-122.
- SEMPERE TORRES, D., C. CORRAL, M. BERENGUER, R. SÁNCHEZ-DIEZHA y J. DOLZ, 2000: El episodio pluviométrico del 10 de junio en Cataluña. Un primer estudio. *Ingeniería del Agua*, Vol. **7**, n.º 2, pp. 105-116.
- STEINACKER, R., M. DORNINGER, F. WÖLFELMAIER and T. KRENNERT, 2000. Automatic tracking of convective cells and cell complexes from lightning and radar data. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **72**, 101-110.
- STEWART, S.R., 1991: The prediction of pulse-type thunderstorm gusts using Vertically Integrated Liquid Water Content (VIL) and the Cloud Top penetrative downdraft mechanism. NOAA Technical Memorandum NWS SR-136.
- STEWART, S.R. and S. VASILOFF, 1999: Dry microburst prediction and detection by Doppler radar. Western Region Downburst Prediction Module. NOAA.
- THIA, A., J.A. SMITH and M. DIXON, 1998: Estimation of convective rainfall from lightning observations. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1497-1509.
- TOENMAKER, R.B., 1992: Operational detection of hail by radar using heights of VIP-5 reflectivity echoes. *National Weather Digest*, **17**, 2, 2-15.
- YAKIMOTO, R.M., 1985: Forecasting dry microburst activity over the High Plains. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1131-1143.
- YAKIMOTO, R.M. and V.N. BRINGI, 1988: Dual-Polarization observations of microbursts associated with intense convection: The 20 July storm during MIST project. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1521-1539.
- WALDVOGEL, A. and B. FEDERER, 1976: Large raindrops and the boundary between rain and hail. Preprints 17th Conf. Radar Meteorology, Seattle, Amer. Meteor. Soc., 167-172.
- WALDVOGEL, A., B. FEDERER and P. GRIMM, 1979: Criteria for Detection of hail cells. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1521-1525.
- WARNER, T.T., E.A. BRANDE, J. SUN, D.N. YATES and C.K. MUELLER: Prediction of a flash flood in complex terrain. Part I: A comparison of rainfall estimates from radar, and very short range rainfall. Simulations from a dynamic model and an automated algorithmic system. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 797-814.
- WIENER, G. and S. YUTER, 1992: A storm-cell extraction algorithm for parallel computers. Preprints 25th Conf. on Radar Meteorology, AMS, Paris. pp. 193-196.
- WILKEN, G.R., 1994: Estimating the «VIL of the Day». Southern Region Technical Attachment SR/SSD, 94-50.
- WILLIAMS, E.R., 1988: The electrification of thunderstorms. *Sci. Amer.*, **269**, 88-99.
- WITT, A., 1996: The Relationship Between Low-Elevation WSR-88D Reflectivity and Hail at the Ground Using Precipitation Observations from the VORTEX Project. NOAA/ERL/National Severe Storms Laboratory, Norman, Oklahoma.